

Tesis doctoral

# Hidrometeorología y balance térmico de la marisma de Doñana

Anaïs Ramos Fuertes



Director de tesis:  
Josep Dolz Ripollés

Septiembre de 2012



UNIVERSITAT POLITÈCNICA  
DE CATALUNYA  
BARCELONATECH



Escola Tècnica Superior  
d'Enginyers de Camins,  
Canals i Ports de Barcelona

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA  
ESCOLA TÈCNICA SUPERIOR D'ENGINYERS DE CAMINS, CANALS I PORTS DE BARCELONA  
INSTITUT FLUMEN

TESIS DOCTORAL

# Hidrometeorología y balance térmico de la marisma de Doñana

Autora:

Anaïs Ramos Fuertes

Director de tesis:

Dr. Josep Dolz Ripollés

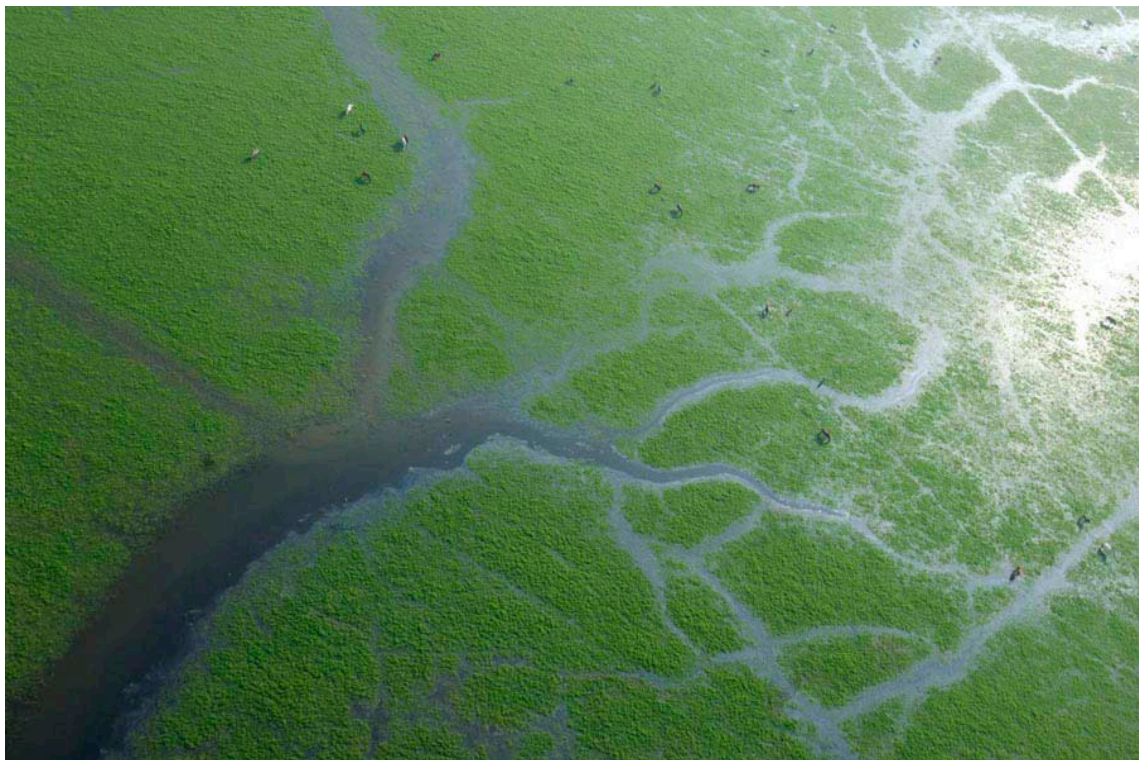
Memoria presentada para obtener el grado de  
DOCTORA POR LA UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA  
Programa de doctorado en Ingeniería Civil

Barcelona, septiembre de 2012

## Caballos sobre los árboles

*Un gran árbol transpira cada día cientos de  
litros de agua a la atmósfera. No hay troncos  
ni ramas en el bosque, sino canales  
disfrazados por donde corre el agua.  
Troncos líquidos, copas verdes, el sol  
arriba... ¿Cómo? ¿Qué no es un árbol?  
¿Y las flores? ¿Caballos, dice?  
¿Es una ensoñación? ¿Será fractal la materia  
de los sueños de Shakespeare?*

Miguel Delibes de Castro<sup>1</sup>



Parque Nacional de Doñana, 18 de septiembre de 2007 (Almonte, Huelva). Desembocadura del arroyo de Soto Grande en la Madre de las Marismas del Rocío durante las primeras fases de inundación, con presencia salpicada de caballos pasciendo. Fotografía de Héctor Garrido<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> Fuente de texto y fotografía: Garrido, H. y García, J. M. (2009) *Armonía fractal de Doñana y las marismas*. Agencia Andaluza del Agua, Consejo Superior de Investigaciones Científicas y Lunwerk Editores.





## Resumen

La marisma natural de Doñana es un humedal de relevancia ecológica a nivel internacional situado sobre la margen derecha del tramo final del río Guadalquivir, en las provincias de Huelva y Sevilla (SO de España). Se extiende sobre unas 27000 ha y se caracteriza por una topografía extremadamente llana sujeta a un clima de tipo mediterráneo subhúmedo con influencia atlántica y a procesos anuales de inundación y secado, típicamente prolongados entre mediados de otoño y mediados de verano, con calados máximos del orden de un metro. Como consecuencia de las alteraciones antrópicas sufridas en su comportamiento natural, desde los años 90 del siglo XX se ha realizado un esfuerzo extraordinario de seguimiento e investigación sobre los procesos naturales relacionados con la hidrología superficial de este ecosistema. Este esfuerzo está orientado a definir las actuaciones y establecer los criterios de gestión que permitan recuperar en la medida de lo posible la funcionalidad natural de la marisma.

En esta tesis se estudia la hidrometeorología y el balance térmico de la marisma de Doñana a partir de información de campo registrada por una red de estaciones automáticas, que han tomado medidas de alta resolución temporal durante varios años consecutivos. La mayor parte del trabajo se refiere a los tres años hidrológicos comprendidos entre los meses de septiembre de 2006 y agosto de 2009, con especial atención al periodo de inundación 2006/2007 por sus características cercanas al proceso idóneo de inundación y secado. El trabajo se ha orientado principalmente a la caracterización, a diferente escala temporal (anual, mensual y diaria), del marco hidrometeorológico medido y de los flujos de calor que definen el balance térmico del agua en la marisma inundada. La estimación del intercambio de calor sensible y latente con la atmósfera se ha realizado mediante la metodología de la Razón de Bowen – Balance de Energía. Asimismo, se ha estudiado el régimen de temperatura de la columna de agua y del suelo inundado, y se ha realizado una modelización de la temperatura media del agua mediante la implementación de un modelo de balance térmico de una capa durante un periodo completo de inundación.

Los resultados muestran una rápida respuesta de la temperatura del agua de la marisma a las condiciones atmosféricas. El principal aporte de calor al sistema es la radiación solar neta, la cual determina en gran medida la radiación neta de onda corta y onda larga sobre la superficie del agua. A escala temporal horaria, este aporte se invierte principalmente en el calentamiento de la columna de agua, pero la compensación de las ganancias y pérdidas de calor producen valores netos diarios reducidos de calor acumulado por unidad de superficie. Al no ser la disponibilidad de agua un factor limitante, el calor restante se invierte en su mayor parte en evaporación, la cual constituye la principal salida de agua en la marisma y explica en gran medida su ritmo de vaciado. A partir del mes de marzo, se identifican procesos diarios de estratificación térmica y mezcla, que modifican el comportamiento térmico de la marisma a corto plazo. El papel del suelo inundado en el balance térmico del agua se reduce con la estratificación y la profundidad del agua, siendo despreciable la mayor parte del tiempo analizado. Finalmente, la modelización térmica de la marisma ha puesto de manifiesto la necesidad de contemplar la dimensión vertical, a pesar de la escasa profundidad de agua.

## Resum

La maresma natural de Doñana és un aiguamoll de rellevància ecològica a nivell internacional situat sobre la marge dreta del tram final del riu Guadalquivir, a les províncies de Huelva i Sevilla (SO d'Espanya). S'estén sobre unes 27000 ha i es caracteritza per una topografia extremadament plana subjecta a un clima de tipus mediterrani subhúmit amb influència atlàntica i a processos anuals d'inundació i assecat, típicament perllongats entre mitjans de tardor i mitjans d'estiu, amb màximes profunditats d'aigua de l'ordre d'un metre. Com a conseqüència de les alteracions antròpiques produïdes en el seu comportament natural, des dels anys 90 del segle XX s'ha realitzat un esforç extraordinari de seguiment i investigació sobre els processos naturals relacionats amb la hidrologia superficial d'aquest ecosistema. Aquest esforç està orientat a definir les actuacions i establir els criteris de gestió que permetin recuperar en la mesura del possible la funcionalitat natural de la maresma.

En aquesta tesi s'estudia la hidrometeorologia i el balanç tèrmic de la maresma de Doñana a partir d'informació de camp registrada per una xarxa d'estacions automàtiques, que han pres mesures d'alta resolució temporal al llarg de diversos anys consecutius. La major part del treball es refereix als tres anys hidrològics compresos entre els mesos de setembre de 2006 i agost de 2009, amb especial atenció al període d'inundació 2006/2007 per les seves característiques properes al procés idoni d'inundació i assecat. El treball s'ha orientat principalment a la caracterització, a diferent escala temporal (anual, mensual i diària), del marc hidrometeorològic mesurat i dels fluxos de calor que defineixen el balanç tèrmic de l'aigua en la maresma inundada. L'estimació de l'intercanvi de calor sensible i latent amb l'atmosfera s'ha realitzat mitjançant la metodologia de la Raó de Bowen – Balanç d'Energia. Així mateix, s'ha estudiat el règim de temperatura de la columna d'aigua i del sòl inundat, i s'ha realitzat una modelització de la temperatura mitjana de l'aigua mitjançant la implementació d'un model de balanç tèrmic d'una capa durant un període complet d'inundació.

Els resultats mostren una ràpida resposta de la temperatura de l'aigua de la maresma a les condicions atmosfèriques. La principal aportació de calor al sistema és la radiació solar neta, la qual determina en gran mesura la radiació neta d'ona curta i ona llarga sobre la superfície de l'aigua. A escala temporal horària, aquesta aportació s'inverteix principalment en l'escalfament de la columna d'aigua, però la compensació dels guanys i pèrdues de calor produeixen valors nets diaris reduïts de calor acumulada per unitat de superfície. Al no ser la disponibilitat d'aigua un factor limitant, la calor restant s'inverteix majoritàriament en evaporació, la qual constitueix la principal sortida d'aigua en la maresma i explica en gran mesura el seu ritme d'assecat. A partir del mes de març, s'identifiquen processos diaris d'estratificació tèrmica i barreja, que modifiquen el comportament tèrmic de la maresma a curt termini. El paper del sòl inundat en el balanç tèrmic de l'aigua es redueix amb l'estratificació i la profunditat de l'aigua, sent menyspreable la major part del temps analitzat. Finalment, la modelització tèrmica de la marisma ha posat de manifest la necessitat de contemplar la dimensió vertical, malgrat l'escassa profunditat d'aigua.

## Abstract

Doñana marshes are a wetland of ecological relevance at an international level. They are located on the right bank of the final Guadalquivir River, in the regions of Huelva and Seville in SW Spain. They occupy an area of 27000 ha and present an extremely flat topography, a Mediterranean climate with influence from the Atlantic Ocean and annual flooding and drying out processes, which normally develop from mid autumn to mid summer and present maximum water depths of about one meter. As a consequence of past anthropic modifications in their natural behaviour, intensive research and monitoring efforts have been conducted since the 1990's in order to better understand the natural processes related to the surface hydrology associated to the Doñana marshes. Such activities have been oriented to define the measures and establish the management criteria that allow, as far as possible, the recovering of the natural functionality of the marshes.

This thesis studies the hydrometeorology and heat balance of Doñana marshes from field data collected through a network of automated gauging stations, which have been gathering hydrometeorological information for a number of consecutive years. Most part of the work refers to the three hydrological years from September 2006 to August 2009. Special attention has been drawn to the flooding period of 2006/2007, being the product of the development of a most characteristic flooding event. The work essentially focused on the characterization, at different time scales (annual, monthly, daily), of the measured hydrometeorological context and the heat fluxes that define the water heat balance of the flooded marshes. Sensible and latent heat fluxes between water and atmosphere have been estimated by means of the Bowen Ratio – Energy Balance (BREB) method. Moreover, water and sediment temperature regimes have been analyzed, and vertical mean water temperature has been modelled for an entire flooding period through the implementation of a single-layer heat balance model.

General results show a fast response of the water temperature to the atmospheric forcing. Net solar radiation constitutes the main source of heat and predominantly determines the net balance of all-wave radiation over the water surface. At an hourly timescale, most of this heat is invested in water heating but, at a daily timescale, heat gains and losses compensate. It results in a reduced heat storage per unit area of marshland. Since water availability is not a limiting factor, available heat is mainly lost by evaporation, which constitutes the main water loss from the marshes and explains to a large extent the rate of water level decrease. Daily thermal stratification and mixing processes have been identified, mostly from March onwards, which modify the marshlands' thermal behaviour at a short timescale. As thermal stratification and water depth reduce the importance of flooded sediment in the global water heat balance, water-sediment heat flux appeared negligible during most of the time of the study. Finally, the modelling of Doñana marshes' water temperature pointed out the necessity to include the vertical dimension despite the limited water depths registered.



## Agradecimientos

Termina para mí (o empieza a terminar, mejor dicho) una etapa importante. Al cerrar este ciclo reconozco un ligero cambio con respecto al principio, igual que ocurre en el balance térmico del agua de la marisma al pasar un día entero. Lo más importante, sin embargo, es que ambas hemos recibido (y aportado, espero) una gran cantidad de energía de nuestro entorno en el tiempo intermedio. Son muchas las personas que han contribuido al resultado de este trabajo, tanto en el ámbito académico y profesional como en el personal, a las que me gustaría agradecer su apoyo.

En primer lugar, quiero transmitir mi sincero agradecimiento a Josep Dolz, mi director de tesis. Valoro mucho la confianza que depositó en mí, primero sin conocerme y, casi con más mérito, después de hacerlo. Me transmitió ánimo y templanza en los momentos que más lo necesité, sin lo cual esta tesis y el ordenador en el que escribo habrían salido probablemente por la ventana en alguna ocasión. Puso a mi alcance sin reparo los medios más que necesarios para desarrollar mi trabajo. Esto me permitió, entre otras cosas, viajar en muchas ocasiones a Doñana y empaparme de (y en) la marisma. Aparte de conocimiento y rigor, cualidades que agradezco pero que quizá ya esperaba, me transmitió su curiosidad por los detalles, el entusiasmo por los pequeños avances y su cariño por Doñana y la marisma, actitudes que me ayudaron a ponerle corazón a los números.

Con motivo del mantenimiento y calibración de la instrumentación de medida, he tenido la oportunidad de viajar en muchas ocasiones a Doñana. Tuve excelentes compañeros de viaje, Belén Martí la primera vez y Joaquim Rabadà todas las demás. La instalación de la instrumentación, un trabajo intenso y bien planificado, estuvo previamente a cargo de Daniel Ninyerola y Joaquim Rabadà. A este último quiero agradecer especialmente su compañía en los viajes y sus enseñanzas en todo lo relativo a la instrumentación y gestión de la información de campo. También he tenido la oportunidad de pinchar algunas ruedas de los estupendos Land Rover Defender, y he recibido ayuda en el terreno en muy variadas situaciones. Quiero dar las gracias y reconocer el mérito a las personas e instituciones que nos han recibido en Doñana y asistido en todo lo que hemos necesitado. Del Espacio Natural de Doñana, ha sido muy fructífera la colaboración con Carlos Urdiales, Abel Valero y Diego García, tanto en campo como desde Barcelona. En especial, quiero agradecer a Abel su gran ayuda y compañía, finalmente convertida en amistad, en tantos días de trabajo de campo. En la Estación Biológica de Doñana también nos han tratado como de la casa. Todo el personal de la Reserva Biológica de Doñana nos acogió y ayudó en nuestras estancias en el Palacio, desde guardería y personal técnico (Alfredo, José Luis), administración (Pilar, Margari), taller (Luis) hasta la cocina (Pilar, Ceci). En especial nos facilitó mucho el trabajo la ayuda de Fernando Ibáñez. Muchas gracias a todos ellos.

Esta tesis se ha podido desarrollar gracias a financiación pública, a través de una beca de Formación de Personal Investigador del antiguo Ministerio de Educación y Ciencia español. Agradezco las puertas que me abrió esta ayuda y espero que este motivo de agradecimiento en una tesis doctoral no se convierta nunca en un arcaísmo. Asimismo, nuestro trabajo ha estado



financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación mediante una asesoría sobre “Criterios limnológicos para la gestión sostenible de embalses, casos de Ribarroja (río Ebro) y Sau (río Ter)”, con referencia CGL 2008-06377-C02-02/BTE, y por el convenio de colaboración con la Empresa de Gestión Medioambiental (EGMASA), adscrita a la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, relativo a la “Limnología de las marismas del Parque Nacional de Doñana: balance térmico y transporte de masa”, con referencia NET124242/1.

En la UPC me he sentido en todo momento bien acompañada. Valoro mucho la acogida que en los primeros días me ofrecieron mis compañeros Rodrigo, Úrsula, Carlos, Jordi, Belén, Hans, Kat, Quim, Montse, Bemiamino... A todos por igual, incluyendo por supuesto a los que conocí mejor después (Cesco, Willy, Albert, Andrés, Vicente, José Luis, Klaudia, Francisco, Anna, Carles, Gonzalo, Carlos, Sergi, Marina, Jeannette, Sole, Irene, Eduard... ¡sois muchos!) os agradezco vuestra amistad, el excelente ambiente de trabajo y los buenos ratos compartidos. Me ha enseñado muchísimo Jordi Prats, y me ha ayudado tanto en la discusión de resultados como en la revisión de textos. El trabajo con Belén Martí y Ernest Bladé también está siendo enriquecedor, agradezco que quisieran contar conmigo. Cesca, Laura y Cèlia me han ayudado siempre con plena disposición, tanto para una cuestión administrativa vital como para encontrar un portaminas. Casi sin terminar de pedirlo, ya me estaban corrigiendo algún texto Francesco Bregoli, Guillaume Chevalier, Andrés Díaz y Vicente Medina. Qué puedo decir, sois grandes.

Por supuesto, nada habría sido posible sin mi familia. A mis padres y mi hermano les agradezco su apoyo incondicional, su cariño, su ánimo y su paciencia en mis ausencias, últimamente demasiado prolongadas. En especial a mi madre, que atraviesa un momento complicado, le agradezco las lecciones de fortaleza que me ha dado en ésta y otras ocasiones.

Tengo otra familia, la de aquí. Ellos enriquecen mi día a día y han tenido una paciencia infinita conmigo, sobre todo en la recta final de la tesis. Gracias a Julio, Luis, Patri, Lucía y, especialmente, a Cesco, por aportarme tanto cada día que compartimos.

A mis amigas de Madrid, gracias por seguir a mi lado y creer en mí, como siempre.

Finalmente, quiero agradecer la comprensión del lector por tres aspectos. Primero por entender que, por razones de coherencia con los medios informáticos aunque no sea lo tradicional en nuestro país, es más práctico utilizar el punto como símbolo decimal en las cifras. Al más especializado, le pido disculpas por repetir el término *flujo térmico* en lugar de *densidad de flujo térmico*, que sería lo apropiado al referirme a la unidad de área, pero que complica la redacción. Tercero, por todos los demás errores que se me hayan escapado en la elaboración de este documento, espero que sean pocos.

# Índice de contenidos

Resumen .....	iii
Resum .....	iv
Abstract .....	iv
Agradecimientos .....	vii
Índice de contenidos .....	ix
Índice de figuras .....	xvii
Índice de tablas .....	xxix
Lista de símbolos .....	xxxi
<b>CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1 Contexto y justificación del estudio.....	3
1.2 Objetivos.....	7
1.3 Estructura de la tesis.....	8
1.4 Referencias .....	9
<b>CAPÍTULO 2 ÁREA DE ESTUDIO: LA MARISMA DE DOÑANA .....</b>	<b>11</b>
2.1 Introducción.....	13
2.2 Geología y relieve .....	16
2.3 Clima .....	20
2.3.1 Precipitación.....	22
2.3.2 Temperaturas .....	24
2.3.2.1 Temperatura media anual y amplitud térmica .....	24
2.3.2.2 Estacionalidad .....	24
2.3.2.3 Temperaturas extremas.....	25
2.3.3 Humedad del aire .....	25
2.3.4 Régimen de viento.....	26
2.3.4.1 Flujo general de circulación .....	26
2.3.4.2 Efecto de la orografía .....	27
2.3.4.3 Brisas .....	27
2.3.4.4 El viento en Doñana .....	27

2.4	Funcionamiento hidrológico natural de la marisma.....	29
2.5	Hidrología actual o transformada.....	32
2.5.1	Planes de regeneración hídrica .....	34
2.6	Régimen de inundación de la marisma .....	36
2.6.1	Entradas y salidas de agua en la marisma.....	36
2.6.2	Evolución temporal de la inundación.....	38
2.6.3	Volumen almacenado, área inundada y cota de agua. ....	41
2.7	Diversidad ecológica, microtopografía e hidrología superficial .....	45
2.8	Referencias .....	48

### **CAPÍTULO 3 FUNDAMENTOS DEL BALANCE TÉRMICO SOBRE UNA SUPERFICIE DE AGUA ..... 53**

3.1	Introducción.....	55
3.1.1	Esquema general.....	55
3.1.2	Peculiaridades del sistema marismero.....	57
3.1.2.1	Estratificación térmica .....	57
3.1.2.2	Almacenamiento de calor .....	58
3.1.2.3	Influencia del sedimento .....	59
3.1.2.4	Vegetación .....	60
3.2	Componentes del balance térmico.....	61
3.2.1	Absorción y liberación de calor por parte del agua .....	61
3.2.2	Balance de radiación .....	62
3.2.2.1	Radiación solar incidente.....	63
3.2.2.2	Albedo de radiación de onda corta.....	66
3.2.2.3	Balance de radiación de onda larga .....	68
3.2.3	Intercambio de calor con el sedimento .....	71
3.2.4	Evaporación e intercambio de calor sensible con la atmósfera.....	73
3.2.4.1	Medida mediante tanques y lisímetros .....	74
3.2.4.2	Covarianza turbulenta o Eddie Covariance .....	75
3.2.4.3	Relación de Bowen-Balance de Energía.....	75
3.2.4.4	Enfoque aerodinámico o de transferencia de masa .....	75
3.2.4.5	Método combinado .....	76
3.2.4.6	Renovación superficial .....	77

3.2.4.7	Métodos empíricos .....	77
3.3	Cierre del balance térmico en superficie .....	78
3.4	Referencias .....	79
<b>CAPÍTULO 4</b>	<b>INSTRUMENTACIÓN DE MEDIDA, CONTROL DE CALIDAD Y TRATAMIENTO DE LA INFORMACIÓN .....</b>	<b>85</b>
4.1	Introducción.....	87
4.2	Red de estaciones de medida .....	87
4.2.1	Características de la instrumentación .....	89
4.2.1.1	Sensores de nivel de agua .....	90
4.2.1.2	Sensores de temperatura de agua y suelo.....	90
4.2.1.3	Pluviómetros .....	90
4.2.1.4	Temperatura ambiente y humedad relativa .....	91
4.2.1.5	Anemómetros .....	91
4.2.1.6	Radiación solar de onda corta.....	91
4.2.1.7	Radiación neta.....	91
4.2.1.8	Radiación fotosintéticamente activa .....	92
4.2.1.9	Almacenamiento y transmisión de la información .....	92
4.3	Control de calidad de los datos de campo.....	93
4.3.1	Metodología general .....	94
4.3.2	Metodología aplicada a las medidas de radiación .....	95
4.3.3	Información de campo disponible.....	97
4.4	Casos especiales de tratamiento de la información .....	100
4.4.1	Distribución de frecuencias de la intensidad del viento .....	100
4.4.2	Análisis wavelet .....	102
4.4.2.1	Transformada wavelet continua .....	103
4.4.2.2	Transformada wavelet cruzada y coherencia wavelet.....	107
4.4.2.3	Transformaciones de los datos .....	108
4.5	Referencias .....	110
<b>CAPÍTULO 5</b>	<b>CARACTERIZACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA DE LA MARISMA DE DOÑANA ...</b>	<b>113</b>
5.1	Introducción.....	115

5.2	Temperatura del aire .....	116
5.2.1	Variación interanual de la temperatura del aire .....	116
5.2.2	Variación intra-anual de la temperatura del aire .....	117
5.2.3	Variación diurna de la temperatura del aire .....	120
5.2.4	Análisis wavelet .....	121
5.3	Humedad relativa del aire .....	123
5.3.1	Variación interanual de la humedad relativa .....	123
5.3.2	Variación intra-anual de la humedad relativa .....	124
5.3.3	Variación diurna de la humedad relativa .....	126
5.3.4	Análisis wavelet .....	127
5.4	Precipitación .....	128
5.4.1	Variación interanual de la precipitación .....	128
5.4.2	Reparto intra-anual de precipitaciones .....	129
5.4.3	Características de los eventos de precipitación .....	133
5.5	Régimen de viento .....	136
5.5.1	Variación interanual del viento .....	136
5.5.2	Variación intra-anual del viento .....	138
5.5.3	Distribución de frecuencias de la intensidad del viento .....	141
5.5.4	Variación diurna del viento .....	144
5.5.5	Análisis de frecuencias .....	149
5.6	Inundación .....	150
5.6.1	Arrastre ejercido por el viento .....	153
5.7	Conclusiones .....	159
5.7.1	Análisis interanual .....	159
5.7.2	Análisis intra-anual .....	160
5.7.3	Análisis diurno .....	161
5.7.4	Diferencias entre estaciones de medida .....	162
5.7.5	Arrastre ejercido por el viento .....	162
5.8	Referencias .....	163
<b>CAPÍTULO 6 BALANCE DE RADIACIÓN SOBRE LA MARISMA .....</b>		<b>165</b>
6.1	Introducción .....	167



6.2	Metodología.....	168
6.2.1	Medidas de flujos de radiación .....	168
6.2.2	Modelos de estimación de la radiación atmosférica incidente .....	170
6.2.3	Penetración de la radiación solar de onda corta en el agua .....	171
6.3	Resultados.....	173
6.3.1	Radiación solar incidente .....	173
6.3.2	Albedo de radiación solar (onda corta).....	175
6.3.3	Balance horario de radiación solar.....	178
6.3.4	Radiación atmosférica incidente de onda larga .....	180
6.3.5	Balance de radiación terrestre (onda larga).....	185
6.3.6	Radiación PAR en la columna de agua .....	187
6.3.7	Radiación neta .....	194
6.4	Conclusiones .....	198
6.5	Referencias .....	200

## **CAPÍTULO 7 COMPORTAMIENTO TÉRMICO SUPERFICIAL DE LA MARISMA DE DOÑANA:**

<b>AGUA Y SEDIMENTO.....</b>	<b>203</b>
7.1    Introducción.....	205
7.2    Objetivos .....	206
7.3    Metodología.....	207
7.3.1    Selección de los periodos de análisis .....	207
7.3.2    Variación de calor acumulado en el agua .....	208
7.3.3    Estimación de las propiedades térmicas del suelo.....	209
7.3.4    Balance térmico del sedimento.....	211
7.3.5    Síntesis de la metodología utilizada .....	212
7.4    Resultados y discusión .....	212
7.4.1    Régimen de temperaturas del agua .....	213
7.4.1.1    Comportamiento térmico anual .....	213
7.4.1.2    Comportamiento térmico a corto plazo .....	216
7.4.2    Régimen de temperaturas del suelo .....	221
7.4.3    Propiedades térmicas del sedimento inundado .....	225
7.4.4    Calor absorbido y liberado por el agua en la marisma (S) .....	228

7.4.5	Calor intercambiado entre agua y sedimento (G).....	233
7.4.6	Flujo de calor por unidad de superficie (S+G) .....	238
7.5	Conclusiones .....	241
7.6	Referencias .....	244

## **CAPÍTULO 8 FLUJOS DE INTERCAMBIO DE CALOR SENSIBLE Y CALOR LATENTE ENTRE AGUA Y ATMÓSFERA ..... 247**

8.1	Introducción.....	249
8.2	Objetivos.....	250
8.3	Metodología .....	250
8.3.1	Datos de campo y periodos de análisis .....	250
8.3.2	Método de la Razón de Bowen-Balance de Energía (BREB).....	253
8.3.3	Consideraciones de fetch .....	255
8.3.4	Validación de las estimaciones.....	257
8.3.5	Modelos alternativos de estimación de $\lambda E$ .....	259
8.3.6	Índices estadísticos de evaluación .....	262
8.3.7	Análisis de las curvas de vaciado de la marisma .....	263
8.3.8	Estimación de la tasa de evaporación en masas de agua aisladas mediante el tratamiento de imágenes de teledetección.....	266
8.4	Resultados y discusión.....	267
8.4.1	Condiciones micrometeorológicas.....	267
8.4.2	Validación del método BREB .....	269
8.4.3	Discurso medio diario de $\lambda E$ y H.....	271
8.4.4	Evaluación y ajuste de modelos alternativos de estimación de $\lambda E$ .....	273
8.4.4.1	Comportamiento de los modelos .....	273
8.4.4.2	Ajuste anual del modelo de Priestley-Taylor .....	277
8.4.5	Tasa diaria de evaporación.....	278
8.4.6	Factores de influencia generales y locales .....	282
8.4.6.1	Factores de influencia generales .....	282
8.4.6.2	Factores de influencia locales .....	283
8.4.7	Análisis del descenso de la cota de agua .....	288
8.4.8	Balance de agua anual.....	291

8.4.9	Comparación con estimaciones de teledetección .....	293
8.5	Conclusiones .....	295
8.6	Referencias .....	298
<b>CAPÍTULO 9 CIERRE DEL BALANCE TÉRMICO. APROXIMACIÓN A LA MODELIZACIÓN DE LA TEMPERATURA DEL AGUA EN LA MARISMA DE DOÑANA .....</b>		<b>301</b>
9.1	Introducción.....	303
9.2	Metodología.....	304
9.2.1	Estructura del modelo .....	304
9.2.2	Aplicación a la simulación de la temperatura del agua de la marisma de Doñana .....	310
9.2.3	Criterios de evaluación .....	309
9.3	Resultados y discusión .....	310
9.3.1	Comportamiento del modelo.....	310
9.3.2	Grado de cierre del balance térmico superficial .....	317
9.3.3	Flujos de calor estimados .....	318
9.3.4	Análisis de sensibilidad .....	322
9.4	Conclusiones .....	328
9.5	Referencias .....	329
<b>CAPÍTULO 10 CONCLUSIONES GENERALES .....</b>		<b>333</b>
10.1	Introducción.....	335
10.2	Resultados y conclusiones generales.....	335
10.2.1	Marco hidrometeorológico de la marisma de Doñana .....	335
10.2.1.1	Características hidrometeorológicas generales .....	336
10.2.1.2	Ciclos hidrometeorológicos.....	337
10.2.2	Comportamiento térmico de la marisma inundada.....	337
10.2.2.1	Régimen térmico a escala anual y diaria.....	338
10.2.2.2	Régimen térmico a escala horaria.....	338
10.2.3	Balance térmico en superficie .....	339
10.2.3.1	Balance térmico a escala anual y diaria .....	340
10.2.3.2	Balance térmico a escala horaria .....	341

10.2.3.3	Grado de cierre del balance térmico .....	341
10.2.4	Heterogeneidad espacial observada .....	342
10.2.5	Importancia del viento en la hidrometeorología y el balance térmico de la marisma de Doñana.....	342
10.3	Recursos para la estimación del balance térmico en Doñana.....	343
10.4	Aportaciones metodológicas al estudio de la hidrometeorología y balance térmico de aguas someras .....	345
10.5	Posibles aplicaciones de los resultados obtenidos.....	346
10.6	Recomendaciones.....	347

## Índice de figuras

Figura 2.1. Localización del Espacio Natural Doñana. ....	14
Figura 2.2. Ambientes del Espacio Natural Doñana. ....	16
Figura 2.3. Modelo digital de elevaciones de la marisma de Doñana y principales elementos topográficos.....	19
Figura 2.4. Diagrama ombrotérmico para la estación del Palacio de Doñana durante el periodo 1974-2002. ....	21
Figura 2.5. Precipitación anual y desviación acumulada de la precipitación registrada en la estación del Palacio de Doñana entre 1979 y 2005. ....	23
Figura 2.6. Temperaturas medias, medias de máximas y medias de mínimas mensuales en el Palacio de Doñana (1976-2002). ....	25
Figura 2.7. Análisis anual del viento registrado en la estación meteorológica de Huelva.....	28
Figura 2.8. A: Disposición natural de los aportes fluviales a las marismas de la margen derecha del Guadalquivir; B: Situación de los aportes fluviales a las marismas del P.N. de Doñana tras los encauzamientos del Guadiamar y Guadalquivir (década de los '50 a 1983); C: Disposición de aportes fluviales tras las obras del Plan de Regeneración Hídrica de Doñana (1983 a 1998); D: Situación actual y actuaciones del Plan Doñana 2005 .....	30
Figura 2.9. Surgencia del Ojo de Juncabalejo en la marisma seca (18 de septiembre de 2011). ....	32
Figura 2.10. Alteraciones de la red hidrográfica vertiente a la marisma. ....	36
Figura 2.11. Esquema de las entradas y salidas de agua en la marisma de Doñana. ....	37
Figura 2.12. Porcentajes mensuales máximos, medios y mínimos de superficie inundada con respecto al máximo teórico, periodo 1975-2004.....	38
Figura 2.13. Marisma seca (septiembre).....	39
Figura 2.14. Primeras lluvias (octubre-noviembre).....	39
Figura 2.15. Periodo de llenado (diciembre).....	40
Figura 2.16. Marisma prácticamente llena (marzo). ....	40
Figura 2.17. Marisma completamente llena (abril).....	40
Figura 2.18. Periodo de vaciado (mayo).....	41
Figura 2.19. Principios de verano (junio).....	41
Figura 2.20. Relación entre cota de la lámina de agua, volumen almacenado y superficie inundada en la marisma de Doñana a partir del modelo digital del terreno de alta resolución. ..	43



Figura 2.21. Relación entre superficie inundada y volumen de agua almacenada de la marisma de Doñana a partir de imágenes satélite. ....	44
Figura 2.22. Diagrama comparativo entre las distintas agrupaciones vegetales y la cota del terreno obtenido por Mintegui <i>et al.</i> (2004).....	47
Figura 3.1. Componentes del balance térmico superficial.....	56
Figura 3.2. Espectros de emisión solar y terrestre normalizados por la máxima intensidad, calculados a partir de sus temperaturas radiativas o equivalentes a las de un cuerpo negro. ....	63
Figura 4.1. Situación de las estaciones de medida sobre el modelo digital del terreno de la marisma de Doñana .....	88
Figura 4.2. Estación de medida D02 L. Ánsares.....	89
Figura 4.3. Resultados de la validación de datos de radiación (%) entre septiembre de 2006 y agosto de 2009.....	100
Figura 4.4. Función de densidad de probabilidad (izquierda) y densidad de probabilidad acumulada (derecha) para una distribución de Weibull con diferentes parámetros de escala ( $\lambda$ ) y forma ( $k$ ). ....	101
Figura 4.5. Parte real, imaginaria y transformada de Fourier de la wavelet Morlet ( $\omega_0=6$ ) para diferentes escalas.....	104
Figura 4.6. Ejemplo de análisis wavelet con una serie sintética que contiene periodicidades transitorias de 200 y 25 incrementos de tiempo. ....	105
Figura 4.7. Ruido blanco y browniano (izquierda) y su densidad espectral (derecha). ....	106
Figura 4.8. Funciones de autocorrelación simple (izquierda) y parcial (derecha) teóricas de un modelo AR(1) con coeficiente $\alpha>0$ (superior) y $\alpha<0$ (inferior).....	109
Figura 4.9. Gráficos de probabilidad de distribución normal de la serie de velocidad del viento diaria en D04 L. Cerrado Garrido (2006/2007) antes (izquierda) y después (derecha) de una transformación Box-Cox.....	110
Figura 5.1. Promedios mensuales de la temperatura del aire máxima (rojo), media (verde) y mínima (azul) diaria en los años hidrológicos 2006/2007 ("o"), 2007/2008 ("v") 2008/2009 ("x"). En línea continua valores históricos de las mismas variables en la estación meteorológica del Palacio de Doñana (Siljeström <i>et al.</i> , 2002).....	116
Figura 5.2. Temperatura media diaria del aire, valores históricos y ciclo anual estimado.....	117

Figura 5.3. Frecuencias relativas mensuales del incremento de la temperatura media diaria, 2006/2007. ....	118
Figura 5.4. Distribución mensual de los registros de temperatura del aire tomados cada 10 min durante el año hidrológico 2006/2007. Estaciones: D04 L. Cerrado Garrido (rojo) y D05 L. Vetallengua (gris). ....	119
Figura 5.5. Discurso medio horario y mensual de la temperatura del aire durante el año hidrológico 2006/2007. ....	120
Figura 5.6 Espectro de potencia wavelet de la serie de temperatura diaria del aire en D04 L. Cerrado Garrido. ....	122
Figura 5.7. Espectro de potencia wavelet de la temperatura horaria del aire en D04 L. Cerrado Garrido durante el año hidrológico 2006/2007. ....	123
Figura 5.8. Promedios mensuales de la humedad relativa del aire máxima diaria (rojo), media (verde) y mínima diaria (azul) en los años hidrológicos 2006/2007 ("o"), 2007/2008 ("Δ") y 2008/2009 ("x"). ....	124
Figura 5.9. Promedios diarios de HR y ciclo anual ajustado. ....	124
Figura 5.10. Histogramas mensuales de humedad relativa del aire en D04 (rojo) y D05 (gris) durante el año hidrológico 2006/2007. ....	125
Figura 5.11. Discurso medio horario y mensual de la humedad relativa del aire (%) durante el año hidrológico 2006/2007. ....	126
Figura 5.12. Espectro de potencia wavelet de la serie de humedad relativa diaria del aire en D04 L. Cerrado Garrido. ....	127
Figura 5.13. Espectro de potencia wavelet de la serie de humedad relativa horaria del aire en D04 L. Cerrado Garrido (año hidrológico 2006/2007). ....	128
Figura 5.14. Hietogramas registrados en la estación D04 L. Cerrado Garrido. ....	131
Figura 5.15. Hietogramas registrados en la estación D05 L. Vetallengua. ....	132
Figura 5.16. Precipitación mensual acumulada en las estaciones D04 y D05 entre septiembre de 2006 y agosto de 2009 comparada con la precipitación media histórica. ....	133
Figura 5.17. Frecuencia relativa acumulada de las características de los eventos de precipitación registrados durante los años hidrológicos 2006/2007, 2007/2008 y 2008/2009 en la estación D04 L. Cerrado Garrido. ....	135

Figura 5.18. Frecuencia relativa acumulada de las características de los eventos de precipitación registrados durante los años hidrológicos 2006/2007, 2007/2008 y 2008/2009 en la estación D05 L. Vetaleña.	135
Figura 5.19. Rosas de viento anuales.	137
Figura 5.20. Ciclo anual ajustado a promedios diarios de $U$ ( $m\ s^{-1}$ ).	138
Figura 5.21. Rosas de viento mensuales en D04, 2006/2007.	140
Figura 5.22. Rosas de viento mensuales en D05, 2006/2007.	141
Figura 5.23. Distribución mensual de frecuencias relativas de la velocidad del viento en la estación D05 L. Vetaleña (azul) y funciones de Weibull ajustadas (rojo).	143
Figura 5.24. Velocidad media del viento ( $m/s$ , arriba) y variabilidad de la dirección ( $R$ , abajo) durante el año hidrológico 2006/2007.	146
Figura 5.25. Evolución diaria media del viento, D04 2006/2007.	147
Figura 5.26. Evolución diaria media del viento, D05 2006/2007.	148
Figura 5.27. Espectro de potencia wavelet de la serie de velocidad media diaria del viento en D04 L. Cerrado Garrido.	149
Figura 5.28. Espectro de potencia wavelet de la serie de velocidad del viento en D04 L. Cerrado Garrido (año hidrológico 2006/2007).	150
Figura 5.29. Cota de agua diaria (líneas continuas, en metros sobre el nivel del mar) y precipitación acumulada (líneas discontinuas, en mm) en la red de estaciones de medida instalada en la marisma de Doñana.	152
Figura 5.30. Localización de las estaciones de medida en el modelo digital de terreno de la marisma con respecto a los principales cursos de agua.	153
Figura 5.31. A) Cotas de agua de las estaciones D01 (azul), D02 (rojo), D03 (verde), D04 (negro) y D05 (cian); B) Velocidad del viento en D05; C) dirección del viento en D05 ( $0^\circ=N$ , creciente en sentido horario); D) Componente NE del viento en D05.	155
Figura 5.32. Coherencia wavelet cuadrada entre la componente NE del viento y la cota de agua en cada estación.	158
Figura 5.33. Modelo digital del terreno de la marisma de Doñana (msnm), estaciones de medida y principales elementos topográficos comentados.	159
Figura 6.1. Disposición de los sensores de radiación en las estaciones de medida.	168
Figura 6.2. Flujos medios diarios de radiación solar incidente en D04 L. Cerrado Garrido.	173

Figura 6.3. A) Serie temporal de la nubosidad diaria $c$ en D04 L. Cerrado Garrido entre el 1 de septiembre de 2006 y el 31 de agosto de 2009. B) Distribución de frecuencias de $c$ durante el mismo periodo.....	174
Figura 6.4. Correspondencia de los valores medios diarios de radiación solar incidente ( $R_{si}$ ) y nubosidad ( $c$ ) entre las estaciones de medida D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetallengua desde septiembre de 2006 hasta agosto de 2009. ....	175
Figura 6.5. Albedo diario medido y calculado (superior), profundidad de agua (inferior, líneas continuas) y precipitación acumulada (inferior, líneas discontinuas) en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido (negro) y D05 L. Vetallengua (gris). ....	176
Figura 6.6. Correspondencia entre la radiación media diaria reflejada de las estaciones D04 L. Cerrado Garrido (eje de abscisas) y D05 L. Vetallengua (eje de ordenadas) entre septiembre de 2006 y agosto de 2009. ....	177
Figura 6.7. Izquierda: Relación entre la proporción de radiación solar retrodispersada y la velocidad media diaria del viento ( $U$ ) en diciembre de 2006. Derecha: Relación entre la proporción de radiación solar retrodispersada y la profundidad de agua en junio de 2008.....	178
Figura 6.8. Flujos medios horarios y mensuales de radiación solar incidente ( $R_{si}$ ), reflejada ( $R_{sr}$ ) y neta ( $R_{sn}$ ) en las dos estaciones de medida durante el año hidrológico 2006/2007. .	180
Figura 6.9. Flujos de radiación obtenidos a partir de las medidas de campo entre los días 19 y 25 de junio de 2007, estación D04 L. Cerrado Garrido. ....	181
Figura 6.10. Radiación atmosférica incidente estimada y obtenida a partir del balance de radiación ( $R_{ai}^*$ ). ....	181
Figura 6.11. Comportamiento del modelo de Brunt (1932) original (0, azul), ajustado al conjunto completo de observaciones (1, verde) y ajustado diferenciando día y noche (2, rojo).182	
Figura 6.12. Evolución anual del parámetro $b_1$ del modelo de Brunt (1932) ajustado.....	184
Figura 6.13. Flujos medios diarios de radiación de onda larga. ....	185
Figura 6.14. Flujos medios horarios y mensuales de radiación atmosférica incidente ( $R_{ai}$ ), radiación térmica emitida por la superficie de agua ( $R_w$ ) y radiación de onda larga neta ( $R_{ln}$ ). ....	187
Figura 6.15. Esquema de flujos de radiación y sensores utilizados. ....	188
Figura 6.16. Relación $PAR/R_{si}$ en periodo seco (valores medios diarios entre el 20 de septiembre y el 24 de octubre de 2006). ....	189

Figura 6.17. Relación PAR/Radiación solar reflejada sobre la superficie de la marisma, datos diarios del año hidrológico 2006/2007 ( $\mu\text{mol J}^{-1}$ ). .....	190
Figura 6.18. Medidas y estimaciones diarias de radiación PAR ascendente por la columna de agua a 0.36 m sobre el sedimento. ....	191
Figura 6.19. Medidas y estimaciones (10 min) de radiación PAR ascendente por la columna de agua a 0.36 m sobre el sedimento (sensor 5 en la Figura 6.15, $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ). ....	191
Figura 6.20. Correlación lineal entre el coeficiente de atenuación k y la velocidad media del viento en función del tiempo de promedio y del ángulo solar cenital máximo. ....	192
Figura 6.21. Coeficiente de atenuación k y velocidad media del viento de 5 h, para estimaciones del periodo 17-25 de noviembre de 2006 y ángulo solar cenital máximo de 70°. ....	193
Figura 6.22. Estimación de k a partir de las expresiones (5.13a) y (5.13b). Superior: series temporales de k observado, k estimado y velocidad media del viento en las 5 h anteriores. Inferior: correspondencia de k estimado y k observado. ....	193
Figura 6.23. Coeficiente de atenuación (k), albedo de radiación solar ( $\alpha_C$ ), componente del albedo debido a la reflexión en la superficie de agua ( $\alpha_a$ ) y componente del albedo debido a retrodispersión ( $\alpha_C - \alpha_a$ ). ....	194
Figura 6.24. Componentes mensuales del balance de radiación durante el periodo de inundación 2006/2007. ....	195
Figura 6.25. Relación lineal entre la radiación neta y la radiación solar incidente, valores medios diarios entre septiembre de 2006 y agosto de 2009. ....	197
Figura 6.26. Radiación neta media horaria durante el año hidrológico 2006/2007. ....	198
Figura 7.1. Esquema de la metodología utilizada. Estaciones de medida: D01 L. Travieso; D02 L. Ánsares; D04 L. Cerrado Garrido; D05 L. Vetallengua. ....	212
Figura 7.2. Medias diarias de temperatura de la columna de agua, del aire y calado durante los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008. ....	214
Figura 7.3. Amplitud térmica diaria de la columna de agua durante los años 2006/2007 y 2007/2008. Se muestran valores diarios (puntos) y medias móviles centradas de orden 15 (líneas). Estaciones: D01= Lucio del Travieso, D02=Lucio de los Ánsares, D04= Cerrado Garrido, D05=Lucio de Vetallengua. ....	216
Figura 7.4. Diferencia de temperatura entre la superficie ( $T_{sw}$ ) y la parte inferior ( $T_{0.2}$ ) de la columna de agua ( $>0$ si la superficie está más caliente, en $^{\circ}\text{C}$ ) en las estaciones D04 L.	



Cerrado Garrido (A) y D05 L. Vetallengua (B) durante el periodo de inundación del 1 de noviembre de 2006 al 3 de junio de 2007.....	217
Figura 7.5. Medidas de temperatura del agua y del suelo en las estaciones A) D04 L. Cerrado Garrido y B) D05 L. Vetallengua del 3 al 13 de mayo de 2007.....	218
Figura 7.6. Condiciones meteorológicas y temperaturas de agua en la estación D05 L. Vetallengua del 17 al 24 de noviembre de 2006.....	219
Figura 7.7. Condiciones meteorológicas y temperaturas de agua en la estación D05 L. Vetallengua del 18 al 25 de mayo de 2007. ....	220
Figura 7.8. Relación entre los valores máximos diarios de $T_{sw}-T_0$ y variables ambientales en la estación D05 L. Vetallengua durante los periodos 17-24 noviembre 2006 y 18-25 mayo 2007.....	221
Figura 7.9. (A) Temperaturas del suelo registradas cada 10 minutos en la estación de Vetallengua durante el año hidrológico 2006/2007 completo. La leyenda indica la profundidad de cada sensor. (B) Rango anual de las temperaturas medias diarias del suelo en función de la profundidad y estación de medida.....	222
Figura 7.10. Oscilación térmica diaria del suelo durante los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008. A): Temperatura superficial; B), C) y D): Temperaturas a 0.25, 0.75 y 1 m de profundidad, respectivamente.....	225
Figura 7.11. Ajuste de curvas sinusoides de periodo anual (líneas continuas) a temperaturas medias diarias del sedimento (líneas discontinuas, sin media anual) del periodo de inundación 2006/2007. ....	226
Figura 7.12. Método gráfico para estimar la profundidad de atenuación del sedimento.....	227
Figura 7.13. Flujo de calor absorbido (positivo) y emitido (negativo) por el agua en la marisma (S, línea gris); calor acumulado (S acumulado, línea negra). Valores medios cada 10 minutos durante los periodos de inundación de los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008. ....	230
Figura 7.14. Patrones diarios de flujo térmico absorbido y emitido por el agua (S) durante el periodo de inundación 2006/2007.....	231
Figura 7.15. Patrones diarios de flujo térmico absorbido y emitido por el agua (S) durante el periodo de inundación 2007/2008.....	231
Figura 7.16. Calor diario medio absorbido por el agua (azul), liberado (rojo) y neto (verde). ....	233

Figura 7.17. Flujo térmico en la interfase agua-sedimento (línea gris, flujo positivo hacia el sedimento) y calor acumulado en el suelo (línea negra) durante los periodos de inundación en los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008. ....	234
Figura 7.18. Evolución media diaria y mensual de $G$ ( $W\ m^{-2}$ ) en D04 L. Cerrado Garrido (escala de color superior) y D05 L. Vetallengua (escala de color inferior) durante los periodos de inundación 2006/2007 y 2007/2008. ....	235
Figura 7.19. Calor diario medio absorbido por el sedimento (rojo), liberado (azul) y neto (verde). Estaciones de medida: D04 L. Cerrado Garrido (líneas continuas); D05 L. Vetallengua (líneas discontinuas).....	237
Figura 7.20. Evolución diaria media mensual de los flujos de acumulación de calor en el sedimento ( $G$ ) y en el agua ( $S$ ) durante el periodo de inundación 2006/2007. ....	239
Figura 7.21. Evolución diaria media mensual de los flujos de acumulación de calor en el sedimento ( $G$ ) y en el agua ( $S$ ) durante el periodo de inundación 2007/2008. ....	239
Figura 7.22. Proporción de $G$ con respecto a $S$ en función del calado. Estaciones de medida: D04 L. Cerrado Garrido (rojo), D05 L. Vetallengua (azul).....	240
Figura 8.1. Estaciones de medida utilizadas situadas sobre el modelo digital del terreno de la marisma de Doñana. ....	251
Figura 8.2. Evolución de la profundidad del agua durante los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008 en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido (D04 en la figura) y D05 L. Vetallengua (D05 en la figura).....	252
Figura 8.3. Flujos térmicos en la marisma de Doñana y convención de signos adoptada.....	254
Figura 8.4. Contornos teóricos de inundación alrededor de las estaciones A) D04 L. Cerrado Garrido y B) D05 L. Vetallengua (círculos blancos) en función de la profundidad de agua. ....	257
Figura 8.5. Evolución temporal de la cota de agua a partir del mes de marzo durante los periodos de vaciado de los años hidrológicos 2006/2007 a 2010/2011 en las estaciones Flumen: D01 L. Travieso; D02 L. Ánsares; D04 L. Cerrado Garrido; D05 L. Vetallengua; D06 C. Resolimán.....	263
Figura 8.6. A: Transformación de la serie de vaciado de la estación D01 L. Travieso del año 2006/2007 y obtención del polinomio de referencia. B: Agrupamiento del resto de series de vaciado. ....	265
Figura 8.7. Patrones medios horarios y mensuales de variables micrometeorológicas en la estación D04 L. Cerrado Garrido durante el periodo de inundación 2006-2007. ....	269

Figura 8.8. Distribución mensual de errores en el método BREB en la estación D04 L. Cerrado Garrido durante el periodo de inundación 22/10/2006 – 23/07/2007 .....	270
Figura 8.9. Situación micrometeorológica y distribución típica diaria de errores en el método BREB en la estación D04 L. Cerrado Garrido durante la primera (A) y la segunda (B) mitad del año hidrológico 2006/2007 .....	270
Figura 8.10. Número de días por mes con un mínimo del 80% de estimaciones válidas $\lambda E$ y H por el método BREB en D04 L. Cerrado Garrido durante el periodo de inundación 25/10/2006 - 23/07/2007. ....	271
Figura 8.11. Patrones medios horarios y mensuales del ratio de Bowen (A), flujo térmico de evaporación (B) y de calor sensible intercambiado con la atmósfera (C) en la estación D04 L. Cerrado Garrido durante el periodo de inundación 2006/2007. ....	273
Figura 8.12. Estimaciones de $\lambda E$ basadas en el balance térmico .....	275
Figura 8.13. Estimaciones de $\lambda E$ de modelos aerodinámicos.....	276
Figura 8.14. Resultados del ajuste mensual del modelo PT a las estimaciones diarias del método BREB. ....	278
Figura 8.15. Correspondencia entre estimaciones diarias de $\lambda E_{\text{día}}$ y $\lambda E_{10\text{min}}$ ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ). ...	279
Figura 8.16. Tasa diaria de evaporación en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetaleña durante los años hidrológicos 2006/2007 (A), 2007/2008 (B) y en ambos (C). ....	281
Figura 8.17. Relación entre la radiación solar incidente ( $R_{\text{si}}$ ) y A) la evaporación ( $\lambda E$ ); B) la radiación neta ( $R_{\text{N}}$ ); C) el déficit de presión de vapor ( $\Delta e$ ). Datos medios diarios de la estación D04 L. Cerrado Garrido, 2006/2007.....	282
Figura 8.18. Proporción de la evaporación media diaria debida al calor disponible en superficie ( $E_{\text{r}}/E$ ) y al forzamiento atmosférico ( $E_{\text{a}}/E$ ).....	283
Figura 8.19. Comparación de estimaciones diarias de E en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetaleña durante los periodos de inundación 2006/2007 y 2007/2008. ....	284
Figura 8.20. Componentes del balance de radiación y velocidad del viento en D04 L. Cerrado Garrido (línea negra) y D05 L. Vetaleña (gris) durante el periodo 20-24 de junio de 2007.....	287
Figura 8.21. Parábola ajustada al descenso de cota de agua durante los periodos de vaciado de la marisma (izquierda) y su derivada (derecha).....	288
Figura 8.22. Relaciones área inundada-cota y $r$ [ecuación (8.24)]-cota en la marisma de Doñana.....	289

Figura 8.23. Superior: descenso de la cota de agua bajo 1.3 msnm en D05 L. Vetallengua; inferior: pendientes de las rectas de descenso de cota bajo 1.3 msnm de todas las estaciones de medida ( $x$ = día medio del periodo, en todos los casos $R^2>0.96$ ). .....	291
Figura 8.24. Balance de agua mensual en D04. Cerrado Garrido, periodo de inundación 2006/2007. ....	292
Figura 8.25. Contornos de inundación del Lucio del Membrillo obtenidos de imágenes radar sobre el modelo digital del terreno de la marisma. ....	293
Figura 8.26. Cotas de agua, en msnm, estimada para las imágenes radar del 20 de junio de 2007 (A), 30 de junio de 2007 (B) y altura de agua evaporada, en m, entre ambas (C). ....	294
Figura 8.27. Comparación de métodos de estimación de $E$ (mm día <sup>-1</sup> ). ....	295
Figura 9.1. Temperatura media semanal medida ( $T_w$ med), estimada ( $T_w$ estim) y estadísticos semanales de evaluación del modelo en la estación D04 L. Cerrado Garrido. ....	311
Figura 9.2. Temperatura media semanal medida ( $T_w$ med), estimada ( $T_w$ estim) y estadísticos semanales de evaluación del modelo en la estación D05 L. Vetallengua. ....	312
Figura 9.3. Valores medios diarios del error de estimación de la temperatura del agua ( $ErrorMed T_w$ , °C), de la diferencia vertical de temperatura en la columna de agua ( $T_{ws}-T_{0.2}$ , °C) y de la intensidad del viento ( $U$ , m/s). ....	314
Figura 9.4. Temperatura del agua observada (rojo), estimada (verde) y temperatura del aire (azul) en semanas con presencia y ausencia de estratificación térmica. ....	314
Figura 9.5. Distribución horaria y mensual del error de estimación de la temperatura media del agua. ....	315
Figura 9.6. Distribución media horaria y mensual del error de estimación del balance térmico del agua, en $W m^{-2}$ . ....	317
Figura 9.7. Ajuste del balance térmico medio diario del agua, en $W m^{-2}$ . ....	318
Figura 9.8. Valores medios diarios de radiación solar neta medida y flujos térmicos estimados por el modelo. ....	320
Figura 9.9. Temperatura y balance térmico del agua calculado por el modelo en cuatro días seleccionados de la estación D05 L. Vetallengua. ....	322
Figura 9.10. Resultados originales del modelo en los periodos utilizados para el análisis de sensibilidad estacional: temperatura del aire medida (azul, K), temperatura del agua medida (rojo, K) y temperatura del agua estimada (verde, K). ....	324

Figura 9.11. Análisis de sensibilidad estacional de la temperatura del agua estimada (desviación absoluta media, en °C) con respecto a variables hidrometeorológicas.....	325
Figura 9.12. Análisis de sensibilidad estacional de la temperatura del agua estimada (desviación absoluta media, en °C) con respecto a los componentes del balance térmico. ....	327



## Índice de tablas

Tabla 2.1. Redes internacionales de conservación a las que pertenece el Parque Nacional de Doñana. ....	15
Tabla 3.1. Modelos de estimación de $\alpha C$ . ....	68
Tabla 3.2 Modelos de estimación de $\epsilon_0$ . ....	70
Tabla 4.1. Estaciones de la red de medida Flumen y fecha de puesta en funcionamiento. ....	89
Tabla 4.2. Distribución de sensores instalados. El nombre de los sensores de temperatura del agua y del suelo indica la altura o profundidad a la que se sitúan con respecto a la superficie del sedimento. ....	93
Tabla 4.3. Rangos de validación de los sensores de radiación. ....	95
Tabla 4.4. Información disponible por estación, sensor y año hidrológico entre septiembre de 2006 y agosto de 2009 en las estaciones D01, D02 y D03 (%). ....	98
Tabla 4.5. Información disponible por estación, sensor y año hidrológico entre septiembre de 2006 y agosto de 2009 en las estaciones D04, D05 y D06 (%). ....	98
Tabla 5.1 Estadísticas mensuales de la temperatura del aire, 2006/2007. ....	119
Tabla 5.2. Estadística mensual de registros de HR (10 min). ....	126
Tabla 5.3. Precipitación anual acumulada (mm) e información disponible (%). ....	128
Tabla 5.4. Reparto estacional de precipitaciones. ....	130
Tabla 5.5. Características medias anuales de los eventos de precipitación registrados. ....	134
Tabla 5.6. Estadísticos mensuales de la velocidad del viento. ....	144
Tabla 5.7. Diferencias medias de fase entre la cota de agua y la componente del viento $U_{NE}$ . ....	158
Tabla 6.1. Modelos de estimación de la radiación atmosférica incidente seleccionados. ....	171
Tabla 6.2. Comportamiento de los modelos de estimación de $R_{ai}$ . ....	182
Tabla 6.3. Resultado de diferentes ajustes del modelo de Brunt (1932). ....	183
Tabla 6.4. Modelos de regresión lineal múltiple de la radiación neta diaria sobre la marisma inundada. ....	197
Tabla 7.1. Características de los periodos de inundación estudiados. Estaciones: D01 L. Travieso; D02 L. Ánsares; D04 L. Cerrado Garrido; D05 L. Vetallengua. ....	207
Tabla 7.2. Resultados de la regresión lineal entre las temperaturas medias diarias de la columna de agua ( $T_w$ ) y las del aire ( $T_a$ ) durante dos periodos de inundación. ....	215
Tabla 7.3. Temperaturas medias anuales del suelo ( $^{\circ}C$ ). ....	223

Tabla 7.4. Oscilación media diaria de temperatura en el sedimento inundado de la marisma de Doñana. ....	224
Tabla 7.5. Resultados del ajuste de curvas sinusoides de periodo anual a las temperaturas medias diarias del sedimento en Doñana durante el periodo de inundación del año 2006/2007.	226
Tabla 7.6. Propiedades del sedimento de Doñana estimadas a partir de su contenido en materia orgánica. ....	228
Tabla 7.7. Balance térmico diario del sedimento (G) en la estación D04 L. Cerrado Garrido.....	236
Tabla 7.8. Balance térmico diario del sedimento (G) en la estación D05 L. Vetalengua. ....	236
Tabla 8.1. Relación de sensores de medida utilizados. ....	252
Tabla 8.2. Requerimientos de fetch (m) en función del calado y el criterio considerado. ....	256
Tabla 8.3. Condiciones que deben cumplir las estimaciones del método BREB.....	258
Tabla 8.4. Supuestos de invalidez del método BREB. ....	259
Tabla 8.5. Modelos alternativos de estimación de $\lambda E$ ( $W m^{-2}$ ).....	261
Tabla 8.6. Estadísticos de evaluación de los modelos alternativos de estimación de $\lambda E$ . ....	274
Tabla 8.7. Tasa de evaporación media estimada por diferentes métodos. ....	295
Tabla 9.1 Variables de entrada y salida del modelo. ....	309
Tabla 9.2. Error de estimación del balance térmico superficial en función del ajuste de la temperatura del agua.....	318
Tabla 9.3. Análisis de sensibilidad global de la temperatura del agua. ....	323
Tabla 10.1. Recursos para la estimación del balance térmico en la marisma de Doñana. ....	344



## Lista de símbolos

<i>Símbolo</i>	<i>Definición</i>	<i>Unidad o valor</i>
$\bar{A}$	Promedio de estimaciones del modelo alternativo	Ud. de variable estimada
$A_i$	Estimación de modelo alternativo	Ud. de variable estimada
$A_s$	Altura solar	Grados o radianes
$C$	Capacidad térmica volumétrica	$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$
$C_D$	Coefficiente de arrastre ejercido por el viento sobre el agua	$1 \times 10^{-3}$
$c$	Cubierta nubosa fraccional	$0 \leq c \leq 1$
$c_p$	Calor específico del aire húmedo	$1013 \text{ J kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$
$c_w$	Calor específico del agua	$4187 \text{ J kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$
$D_T$	Difusividad térmica	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$
$d_r$	Factor de distancia Tierra-Sol	-
$E$	Tasa de evaporación	$\text{mm dia}^{-1}$ o $\text{m s}^{-1}$
$e$	Presión de vapor	hPa
$e_a$	Presión de vapor real del aire	hPa
$e_{sw}$	Presión de saturación del vapor correspondiente a la temperatura superficial del agua	hPa
$G$	Flujo de calor transmitido al sedimento	$\text{W m}^{-2}$
$G_{sc}$	Constante solar	$\text{W m}^{-2}$
$H$	Flujo de calor sensible agua-atmósfera	$\text{W m}^{-2}$
$H_v$	Contenido de calor por unidad de volumen	$\text{J m}^{-3}$
$HR$	Humedad relativa del aire	%
$h$	Calado o profundidad de agua	m
$IOA$	Índice de ajuste (Index of Agreement)	$0 \leq IOA \leq 1$
$J$	Día del año	$1 \leq J \leq 365$
$K_0$	Coefficiente de transmisividad de la atmósfera en días claros	-
$L_m$	Longitud de referencia de hora local	Grados oeste de Greenwich
$L_v$	Calor latente de vaporización	$\text{J kg}^{-1}$
$L_z$	Longitud del punto de medida	Grados oeste de Greenwich
$P$	Presión atmosférica	hPa
$q$	Humedad específica	-
$R^2$	Coefficiente de determinación	$0 \leq R^2 \leq 1$
$\bar{R}$	Promedio de estimaciones del modelo de referencia	Ud. de variable estimada
$R_{ext}$	Radiación solar incidente sobre el exterior de la atmósfera	$\text{W m}^{-2}$
$R_i$	Estimación de modelo de referencia	Ud. de variable estimada
$RMSE$	Raíz del error cuadrático medio (Root Mean Square Error)	Ud. de variable estimada
$RMSE_a$	Componente no sistemática de RMSE	-
$RMSE_s$	Componente sistemática de RMSE	-

<i>Símbolo</i>	<i>Definición</i>	<i>Unidad o valor</i>
$R_N$	Radiación neta	W m <sup>-2</sup>
$R_{si}$	Radiación solar incidente	W m <sup>-2</sup>
$R_{sn}$	Radiación solar neta	W m <sup>-2</sup>
$R_{sr}$	Radiación solar reflejada	W m <sup>-2</sup>
$R_{s0}$	Radiación solar incidente en días despejados	W m <sup>-2</sup>
$S$	Flujo térmico absorbido por el agua	W m <sup>-2</sup>
$S_c$	Corrección estacional de la hora solar	h
$s$	Gradiente de la curva de presión de saturación del vapor con respecto a la temperatura del aire	hPa °C <sup>-1</sup>
$s_a$	Desviación estándar de las estimaciones del modelo alternativo	Ud. de variable estimada
$s_r$	Desviación estándar de las estimaciones del modelo de referencia	Ud. de variable estimada
$T$	Temperatura	°C
$T_a$	Temperatura del aire	°C
$T_{sw}$	Temperatura superficial del agua	°C
$T_w$	Temperatura del agua	°C
$t$	Tiempo	s
$U_2$	Velocidad del viento a 2 m de altura	m s <sup>-1</sup>
$X_{mi}, X_{om}, X_w$	Fraciones volumétricas de minerales, materia orgánica y agua	-
$z$	Altura o profundidad	m
$\alpha$	Parámetro adimensional del modelo Priestley-Taylor	-
$\alpha_c$	Albedo o reflectividad de onda corta	-
$\alpha_L$	Albedo o reflectividad de onda larga	-
$\beta$	Coeficiente de Bowen	-
$\gamma$	Constante psicrométrica	hPa °C <sup>-1</sup>
$\Delta e$	Déficit de presión de vapor en superficie. $\Delta e = (e_{sw} - e_a)$	hPa
$\Delta T$	Diferencia de temperatura en superficie. $\Delta T = (T_{sw} - T_a)$	°C
$\delta$	Declinación solar	rad
$\delta \Delta e$	Error asociado al cálculo del gradiente de presión de vapor en superficie	kPa
$\delta \Delta T$	Error asociado al cálculo del gradiente de temperatura en superficie	°C
$\varepsilon$	Intervalo de invalidez de $\beta$ alrededor del valor -1	-
$\lambda$	Conductividad térmica	W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
$\lambda E$	Flujo de calor latente de evaporación	W m <sup>-2</sup>
$\rho$	Densidad del agua	1000 kg m <sup>-3</sup>
$\varphi$	Latitud	rad
$\omega$	Ángulo solar	rad

# **CAPÍTULO 1**

---

## **INTRODUCCIÓN**



## 1.1 Contexto y justificación del estudio

La marisma de Doñana forma parte de una entidad funcional superior, el extenso ecosistema litoral de Doñana, que constituye uno de los complejos fluviolitorales más importantes de Europa y se encuentra casi en su totalidad localizada dentro del Parque Nacional de Doñana. El complejo lo constituyen varios ecodistritos o sistemas de rango inferior, identificados por vía del análisis litológico y morfodinámico (Montes *et al.*, 1998): el eólico, formado por dunas activas, semiestables y fitoestables; el costero, formado por la flecha litoral de Las Marismillas, junto con playas antiguas y actuales; los arenales del Condado, terrenos continentales arenosos; y finalmente la marisma de limos y arcillas, resultado del relleno del antiguo estuario del Guadalquivir.

Los recursos hídricos, incluyendo las aguas superficiales y subterráneas, son un factor clave en este espacio protegido, ya que constituyen la base estratégica del mantenimiento de los ecosistemas en general, y en particular de los ambientes marismesños, los sistemas lagunares y los arroyos fluviales. Hace más de tres décadas, el Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos español señalaba en un informe sobre los problemas que amenazaban al Parque Nacional de Doñana que *“la supervivencia del parque hasta nuestros días ha estado garantizada por dos factores básicos: el aislamiento y el agua”* afirmando incluso que *“el agua es tan importante o más que el aislamiento”* (CICCP, 1977). En la actualidad, el agua sigue siendo un elemento clave en la configuración de este territorio, reconocida como base estratégica de mantenimiento y desarrollo, tanto desde el punto de vista ecológico como económico y territorial. Según reconoce el II Plan de Desarrollo Sostenible de Doñana (Junta de Andalucía, 2010), *“el recurso hídrico constituye el principal factor condicionante para el desarrollo socioeconómico y para el mantenimiento de los valores naturales y ambientales existentes”*.

Las marismas del Guadalquivir han sufrido en el último siglo una serie de afecciones que han reducido considerablemente su extensión, pasando de unas 140 000 ha originales a 27 000 ha de marisma actual. El desvío, la rectificación y encauzamiento de cursos de agua tributarios, la desecación y puesta en cultivo de zonas marismesñas, la deforestación de cuencas vertientes, la explotación de acuíferos y la contaminación de aguas no sólo han mermado la extensión de la marisma, sino que han afectado a su funcionamiento natural y calidad hídrica. Como punto de inflexión de esta tendencia, el 25 de febrero de 1998 tuvo lugar el accidente minero de

Aznalcóllar, la rotura de la balsa de lodos de una explotación de piritas que produjo una riada de 4.5 hm<sup>3</sup> a lo largo de 55 km de los ríos Agrio y Guadamar, en las inmediaciones del Parque Nacional. El Ministerio de Medio Ambiente planteó entonces medidas urgentes de actuación frente a la catástrofe y un proyecto de restauración de visión más amplia. El Plan de regeneración hídrica de las cuencas y cauces vertientes a las marismas del Parque Nacional de Doñana tenía el objetivo de restaurar y recuperar la cantidad y calidad de las aportaciones hídricas a la misma, así como su funcionalidad hidrológica natural (Ministerio de Medio Ambiente, 1999). Denominado también Proyecto Doñana 2005 por su horizonte temporal previsto, el plan fue aprobado el 22 de mayo de 1998 por el Consejo de Ministros, y desde entonces ha supuesto el marco de referencia de las actuaciones hidrológicas en la zona. Complementariamente, la Junta de Andalucía desarrolló el programa de restauración del Corredor Verde del Guadamar a lo largo de un tramo de unos 40 km de este río, que posteriormente fue declarado paisaje protegido.

Para actuar adecuadamente ante los cambios hídricos en Doñana se hizo necesario alcanzar un buen conocimiento de su hidrología a través de estudios específicos, y en este sentido Doñana ha sido escasamente conocida hasta fechas recientes. La zona ha sido un atractivo tradicional para investigadores, procedentes de las áreas de Biología y Ecología en mucha mayor medida que de Ciencias de la Tierra. En la década de 1960 se desarrollaron los primeros estudios hidrológicos de carácter desarrollista apoyados por el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD) a través de la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO) y el Gobierno de España mediante el Instituto Geológico y Minero y el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (IGME-CEDEX), seguido en los años 70 por el Proyecto de Transformación en Regadío del Área Almonte-Marismas realizado por el Instituto Nacional de Reforma y Desarrollo Agrario (IRYDA). Ambos supusieron un notable avance en el conocimiento y la generación de datos, así como el punto de partida para numerosos estudios posteriores, aunque los intereses fueron mayoritariamente orientados a la hidrogeología, quedando la hidrología superficial en un segundo plano hasta los años 80. Muestra de todo ello es la recopilación bibliográfica realizada por Montes *et al.* (1998), en la que, de las 1624 publicaciones recogidas sobre Doñana, sólo el 22% pertenece a disciplinas de ciencias de la tierra, siendo un 1% del total las relativas a hidrología superficial. Esta disciplina se comenzó a desarrollar en Doñana por parte de la Universitat Politècnica de Catalunya (UPC) a finales de la década de 1980 (Dolz y Velasco, 1990) y se impulsó en mayor medida en el marco del Proyecto Doñana 2005. Dentro de la actuación nº 10 de este proyecto (Investigación asociada al programa) el Instituto Flumen,

formado por personal del Departamento de Ecología de la Universitat de Barcelona y del Departamento de Ingeniería Hidráulica, Marítima y Ambiental de la UPC, desarrolló un estudio en modelo numérico de la hidrodinámica de las marismas del Parque Nacional de Doñana (Dolz *et al.*, 2005). Para ello, se implementó el modelo numérico bidimensional Íber y se sirvió de información de campo auxiliar de gran calidad: una topografía digital de alta resolución espacial obtenida mediante la tecnología láser-escáner LIDAR (Ibáñez *et al.*, 2007), datos puntuales de campo de una red de estaciones hidrometeorológicas de alta resolución temporal instalada ex profeso y una serie de imágenes de teledetección radar para monitorizar a escala sinóptica la evolución del estado de inundación (Ramos *et al.*, 2009). Todo ello permitió adaptar y calibrar una valiosa herramienta para las entidades gestoras del espacio, que permite conocer los campos de velocidades y profundidades de agua en la marisma ante diferentes escenarios de simulación. Aunque relativamente avanzado, el conocimiento de la hidrología e hidrodinámica de las marismas de Doñana todavía carece de una definición precisa de las entradas de agua por escorrentía superficial, lo que requiere equipar las estaciones de aforo de los arroyos tributarios y las compuertas de los caños de desagüe, la salida de agua por evapotranspiración, así como el efecto que tienen en ella las diferentes comunidades vegetales que la habitan y el arrastre ejercido por el viento.

Además de disponer de conocimientos y herramientas para evaluar los recursos hídricos superficiales desde un punto de vista cuantitativo, es necesario avanzar en el conocimiento de su calidad físico-química. Varios informes recientes de organismos de investigación y entidades asociadas a Doñana resaltan la necesidad de profundizar en este aspecto por su alta relevancia en términos ecológicos para la marisma (Díaz-Delgado y Chans, 2004; Custodio *et al.*, 2006; WWF, 2009). Este requerimiento viene también demandado por la Directiva Marco de Agua, norma de referencia europea para la gestión y conservación de ambientes acuáticos, traspuesta a la legislación española mediante la Ley 62/2003, de 30 de diciembre. Esta directiva demanda el “buen estado” de todas las aguas superficiales para el año 2015 (artículo 4.1), lo cual supone realizar una evaluación y seguimiento de las características fisicoquímicas, hidromorfológicas y biológicas de todas ellas con respecto a unas condiciones de referencia. Para clasificar el estado o potencial ecológico de las masas de agua superficial en España se utilizan los criterios establecidos en el anexo V del Reglamento de la Planificación Hidrológica. El Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir, en el que lleva trabajando la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir desde el año 2007, constituye el principal instrumento de gestión

para alcanzar estos objetivos (C.H.G., 2010). Según este documento (propuesta aún no aprobada, disponible para información pública), el estado ecológico de los ríos y arroyos vertientes a la marisma, así como de los principales caños que discurren por su interior, se caracterizan en la actualidad por un estado ecológico entre moderado y deficiente, en todo caso peor que bueno. Por otro lado, el conocimiento de los lagos, categoría en la que se incluye a las marismas de Doñana, presenta grandes incertidumbres, estando pendiente en la actualidad la definición de unas condiciones de referencia oficiales para las distintas tipologías. Según el mismo documento, se considera que la marisma se encuentra en buen estado de conservación, si bien se reconoce la necesidad de más tiempo de evaluación y análisis del control biológico, físicoquímico e hidromorfológico. En este sentido, destacan las labores de seguimiento del Espacio Natural Doñana y de la Estación Biológica de Doñana, la última de las cuales lleva a cabo una labor de seguimiento de los procesos naturales con fines de investigación y gestión desde el año 1988, donde cada vez están más presentes los procesos del medio físico como el clima, la calidad de aguas, la dinámica hidrológica y los procesos geomorfológicos (Janss y Astasio, 2010).

Dada la necesidad de profundizar en el conocimiento limnológico de la marisma, estudiar el balance térmico de la misma y comprender los procesos de intercambio de calor que ocurren en ella resulta de interés por diversas razones. En primer lugar, la temperatura es una de las variables físicas más importantes en los medios acuáticos. Afecta a un gran número de parámetros de calidad, como la solubilidad de los gases y minerales, así como a las reacciones químicas y biológicas. Por ejemplo, la fotosíntesis aumenta con la temperatura hasta un límite de 32 °C, y con ella la producción primaria y el aporte de biomasa al sistema, con el consecuente efecto previsible sobre las bacterias que la descomponen y el consumo de oxígeno. En consecuencia, la evolución, distribución y ecología de los organismos acuáticos, desde macrófitos a microorganismos, se encuentra profundamente afectada por la temperatura. Íntimamente relacionada con ella se encuentra el régimen de radiación solar en superficie y en el interior de la columna de agua, principal motor de los procesos térmicos superficiales y determinante del desarrollo de los organismos acuáticos fotosintéticos. Por último, un componente del balance térmico de gran importancia específicamente en el ámbito de Doñana es la evapotranspiración, flujo común a los balances de masa y calor que, como principal responsable del vaciado de la marisma, determina en gran medida la disponibilidad de agua y el hidroperiodo o duración de la inundación.



Esta tesis aborda el estudio del balance térmico de la marisma de Doñana desde un punto de vista experimental, en base a información de campo de la red de estaciones hidrometeorológicas instalada en ella por el Instituto Flumen. El análisis contempla los tres años hidrológicos consecutivos 2006/2007, 2007/2008 y 2008/2009. Durante este periodo, se cuenta con un equipamiento máximo de seis puntos de medición de profundidad de agua, cinco de temperatura de agua, tres de temperatura del suelo y dos estaciones meteorológicas completas con registro de medidas a intervalos de tiempo de diez minutos.

## **1.2 Objetivos**

El objetivo general de la tesis es caracterizar el comportamiento térmico de la marisma de Doñana mediante un análisis de su hidrometeorología orientado a los flujos de calor que definen el balance térmico superficial. Son objetivos comunes a todas las partes de la tesis realizar un análisis descriptivo a diferente escala temporal (diaria, mensual, anual) de cada fenómeno estudiado con el fin de identificar los patrones que determinan el funcionamiento térmico de la marisma y estudiar, dentro de las limitaciones establecidas por la localización de los puntos de medida, la posible heterogeneidad espacial en ella. Además, se presta especial atención a una serie de objetivos secundarios o complementarios que se agrupan en las temáticas siguientes:

- Hidrometeorología general:
  - Estudiar el efecto del arrastre ejercido por el viento sobre el nivel de agua en la marisma.
- Flujos de radiación:
  - Estudiar la disponibilidad de radiación solar en la columna de agua en relación con la resuspensión de sedimento a causa del viento.
- Almacenamiento térmico en superficie:
  - Analizar el grado de estratificación térmica del agua.
  - Analizar el papel del suelo inundado en el balance térmico global.
- Flujos turbulentos de intercambio de calor entre agua y atmósfera:
  - Seleccionar y ajustar un modelo simplificado de estimación de la evaporación.
- Modelización térmica:
  - Evaluar el grado de complejidad necesario en la modelización de la temperatura del agua en la marisma.

### **1.3 Estructura de la tesis**

Esta tesis se compone de diez capítulos agrupados en tres partes. La primera parte, de carácter introductorio y descriptivo, comprende los capítulos 1 a 4. El Capítulo 1 establece el contexto, objetivos y estructura de la misma. El Capítulo 2 se centra en el área de estudio, la marisma de Doñana. En él se describen sus principales características, prestando especial atención a aquellas que determinan su hidrometeorología y balance térmico, como son la climatología e hidrología superficial. El Capítulo 3 trata sobre los fundamentos teóricos del balance térmico sobre una superficie de agua, centrando la atención en las peculiaridades del sistema marismero con respecto a otros tipos de masas de agua y en trabajos de investigación de referencia en ambientes similares. El Capítulo 4 describe la instrumentación de medida utilizada, las labores de control de calidad de los datos de campo y otros aspectos metodológicos del tratamiento de la información.

El cuerpo principal de la tesis lo componen los capítulos 5 a 9. En ellos se exponen y discuten los trabajos de investigación realizados con el fin de alcanzar un buen conocimiento de la hidrometeorología y el balance térmico de la marisma de Doñana. El Capítulo 5 se centra en la caracterización hidrometeorológica general de la marisma, en la que se analizan las medidas de campo a diferentes escalas temporales y en el dominio de la frecuencia. Las variables estudiadas son la temperatura del aire, la humedad del aire, el régimen de viento, la pluviometría y la evolución de la cota de agua. A continuación, los capítulos 6, 7 y 8 tratan sobre componentes del balance térmico superficial de diferente naturaleza. En el Capítulo 6 se evalúan los flujos que componen el balance de radiación sobre la marisma a diferentes escalas temporales, estableciendo su relación con variables ambientales. En el Capítulo 7 se analizan los componentes de almacenamiento de calor en la superficie marismera en condiciones de inundación, incluyendo las fases de agua y suelo inundado. Se analizan ambos términos de almacenamiento de calor por separado y también conjuntamente, determinando la importancia del papel del sedimento en el balance térmico global. Los flujos turbulentos de intercambio de calor sensible y calor latente entre el agua y la atmósfera se estudian en el Capítulo 8, utilizando el método de la Razón de Bowen-Balance de Energía (BREB, por sus siglas en inglés) como referencia y estudiando su correspondencia con otras metodologías. El Capítulo 9 constituye una aproximación preliminar a la modelización térmica del agua de la marisma, aplicando resultados obtenidos en capítulos previos y con la principal intención de orientar esfuerzos futuros en esta línea de trabajo en Doñana.

La tercera parte (Capítulo 10) reúne y conecta las conclusiones parciales de los capítulos anteriores en un apartado de conclusiones generales.

## 1.4 Referencias

C.H.G., 2010. *Propuesta de Proyecto de Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir. Documento para Consulta Pública*. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.

CICCP, 1977. Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Informe sobre los problemas del Parque Nacional de Doñana. *Revista de Obras Públicas*, 124(3142), p. 91-114.

CUSTODIO, E., DOLZ, J. y MANZANO, M., 2006. *Recursos de agua de la comarca de Doñana*. Almonte, Huelva: Fundación Doñana 21.

DÍAZ-DELGADO, R. y CHANS, J.J., 2004. *Informe sobre la valoración del modelo hidrodinámico y los escenarios potenciales en el proyecto de restauración Doñana 2005*. Informe del Equipo de Seguimiento de Procesos Naturales de la Estación Biológica de Doñana, CSIC.

DOLZ, J., BLADÉ CASTELLET, E. y GILI, J.A., 2005. Modelo numérico de la hidrodinámica de la Marisma de Doñana. En: F. GARCÍA NOVO y C. MARÍN CABRERA (eds.), *Doñana, Agua y Biosfera*. Madrid: Doñana 2005, Conf. Hidrográfica del Guadalquivir, Ministerio de Medio Ambiente, p. 149-150.

DOLZ, J. y VELASCO, E., 1990. *Análisis cualitativo de las cuencas vertientes al Parque Nacional de Doñana*. Informe de la Sección de Ingeniería Hidráulica e Hidrológica, Departamento de Ingeniería Hidráulica, Marítima y Ambiental. Barcelona: Universidad Politécnica de Cataluña.

España. Ley 62/2003, de 30 de diciembre, de medidas fiscales, administrativas y de orden social. *Boletín Oficial del Estado*, 313 (31 de diciembre de 2003).

España. Real Decreto 907/2007, de 6 de julio, por el que se aprueba el Reglamento de la Planificación Hidrológica. *Boletín Oficial del Estado*, 162 (7 de julio de 2007).

IBÁÑEZ, E., GILI, J.A., DOLZ, J. y BAYÁN, B., 2007. M.D.T. de precisión de la marisma del P.N. de Doñana mediante láser escáner aerotransportado (LIDAR). *Revista del Instituto de Navegación de España : publicación técnica cuatrimestral de navegación marítima, aérea, espacial y terrestre*, (29), p. 14-25.

JANSS, G. y ASTASIO, R., 2010. *Memoria 2010*. Sevilla: Estación Biológica de Doñana. CSIC.

JUNTA DE ANDALUCÍA, 2010. *II Plan de Desarrollo Sostenible de Doñana*. Consejería de Medio Ambiente.

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE, 1999. *Documento Marco para el desarrollo de las actuaciones del Proyecto "Doñana 2005"*.

MONTES, C., BORJA, F., BRAVO, M.A. y MOREIRA, J.M., 1998. *Reconocimiento biofísico de espacios naturales protegidos. Doñana: una aproximación ecosistémica*. Sevilla: Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía.

RAMOS, A., MARTI-CARDONA, B., RABADÀ, J. y DOLZ-RIPOLLÉS, J., 2009. Teledetección e información hidrometeorológica de campo en la marisma de Doñana. *I Jornadas de Ingeniería del Agua*, 27-28 de octubre 2009 2009, CEDEX.

Unión Europea. Directiva Marco del Agua 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas. *Diario Oficial de las Comunidades Europeas*, 327 (22-dic-2006).

WWF, 2009. *Caudales ecológicos en la marisma del Parque Nacional de Doñana y su área de influencia*. Madrid: WWF España.

## **CAPÍTULO 2**

---

ÁREA DE ESTUDIO: LA MARISMA DE DOÑANA



## 2.1 Introducción

La marisma de Doñana constituye una de las unidades territoriales más emblemáticas y extensas del denominado Ámbito de Doñana. Este término, nacido a partir del Plan de Desarrollo Sostenible para el Entorno de Doñana (1993), se refiere a la región geográfica del suroeste peninsular, en Andalucía occidental, comprendida entre las desembocaduras de los ríos Tinto y Odiel, el río Guadalquivir, 50 km de playas del litoral onubense y la red viaria que une las ciudades de Huelva y Sevilla (Figura 2.1). El Ámbito de Doñana comprende doce municipios de las provincias de Huelva, Sevilla y Cádiz, que albergan una población en torno a los 107 000 habitantes (censo del año 2002) y ocupan una extensión de 2733 km<sup>2</sup>, cuya identidad está fuertemente ligada en la actualidad a los espacios protegidos y, en concreto, a la presencia de humedales.

Históricamente, la gestión de Doñana tuvo un carácter predominantemente cinegético asociado a los cotos arenosos que rodean la marisma, que fueron nombrados cazadero real por primera vez en el año 1262 por el rey Alfonso X el Sabio. El nombre de estas tierras se consolida a partir del siglo XVI con la construcción por parte del séptimo duque de Medina-Sidonia de un palacio para su esposa, Doña Ana Gómez de Mendoza y Silva. La vocación cinegética se combina en los siglos posteriores con actividades ganaderas y forestales, apareciendo el interés naturalista en el siglo XIX con la llegada de viajeros interesados por las ciencias de la tierra y la publicación de los primeros catálogos de aves, como el realizado por Don Antonio Machado y Núñez (abuelo de los poetas Antonio y Miguel) en 1846.

La baja densidad poblacional, la vocación cinegética y el carácter insalubre asociado a la presencia de las marismas favorecieron un aislamiento que ha sido clave en la conservación de este territorio a lo largo de la historia, resultando en un enclave de extraordinaria biodiversidad y aprovechamientos tradicionales en el triángulo más dinámico del sistema urbano andaluz (Huelva-Sevilla-Cádiz).

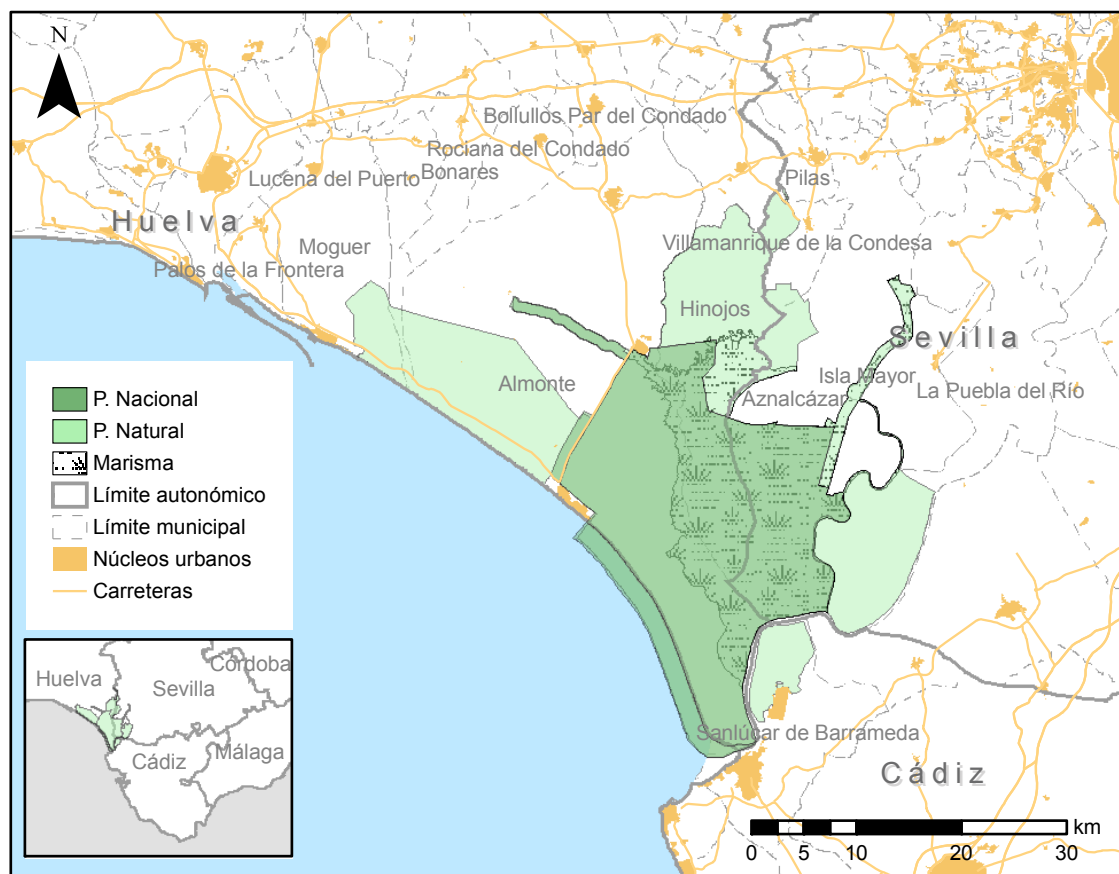


Figura 2.1. Localización del Espacio Natural Doñana.

Durante el siglo XX predominaron en Doñana tensiones territoriales entre los proyectos desarrollistas, con fines agrícolas intensivos, forestales y urbanísticos enfocados al turismo, y los esfuerzos conservacionistas. El primer hito conservacionista se produjo en 1963 con la adquisición por parte del Fondo Mundial para la Conservación de la Naturaleza (WWF) de cerca de 7000 ha en torno al Palacio de Doñana, que cedió al Consejo Superior de Investigaciones Científicas para la creación de la Reserva Biológica de Doñana. En 1969 se creó el Parque Nacional de Doñana que, tras varias ampliaciones, ocupa actualmente 54 252 ha (área de color verde oscuro en la Figura 2.1). En 1989 se creó a su alrededor la figura autonómica de conservación de Parque Natural (53835 ha, verde claro en la Figura 2.1), con un nivel menor de protección medioambiental. Tras la transferencia a la Comunidad Autónoma de Andalucía de la gestión del Parque Nacional en 2006, ambos Parques, el Nacional y el Natural, se englobaron para su gestión en un único ente denominado Espacio Natural Doñana, con una superficie total de 108 087 ha. Este espacio posee



numerosos títulos conservacionistas de nivel internacional (Tabla 2.1), y está rodeado de otras áreas protegidas bajo diferentes figuras de conservación (parajes, reservas, monumentos naturales, etc.), que ocupan en total más del 40% de la superficie del Ámbito de Doñana.

Tabla 2.1. Redes internacionales de conservación a las que pertenece el Parque Nacional de Doñana.

<i>Figura de protección</i>	<i>Año de declaración</i>
Reserva de la Biosfera del Programa Hombre y Biosfera (MaB) de la UNESCO	1980
Humedal de Importancia Internacional por el Convenio Ramsar	1982
Diploma del Consejo de Europa a la Conservación y Gestión	1985
Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA)	1988
Patrimonio de la Humanidad por la UNESCO	1994
Lugar de Interés Comunitario (LIC)	2006
Carta Europea de Turismo Sostenible	2006

El interés ecológico de Doñana reside en la variedad de ambientes que posee debido a su condición de transición, frontera o gradiente biogeográfico, entre África y Europa, entre el Atlántico y el Mediterráneo, entre aguas continentales y marinas, entre el ambiente acuático y el terrestre, o entre el sustrato arenoso y el arcilloso. En una práctica ausencia de relieve, Doñana agrupa diversos ecosistemas como marismas, playas, dunas móviles y estabilizadas, bosques xerófitos mediterráneos, complejos lagunares y ecotonos o zonas de transición de alta biodiversidad (Figura 2.2). Estos ambientes albergan una variada y abundante flora y fauna, entre las que se encuentran especies emblemáticas en peligro de extinción como el lince ibérico o el águila imperial.

La marisma actual, en diferente grado de transformación, ocupa una superficie aproximada de 35000 ha. Gran parte de la misma ha sido transformada para uso agrícola mediante la desecación y desalinización de suelos, principalmente destinados al cultivo del arroz. La marisma natural, menos modificada, pertenece casi exclusivamente al Parque Nacional y ocupa una extensión aproximada de 27 000 ha en la margen derecha de río Guadalquivir, algo más de la mitad de la extensión de este Parque. Las marismas constituyen una importante zona de invernada, de paso y de cría para numerosas aves europeas y africanas. En términos relativos, se han avistado en Doñana el 78% de las 511 especies de aves europeas (García Novo *et al.*, 2007).



Figura 2.2. Ambientes del Espacio Natural Doñana. 1: Marisma inundada; 2: Marisma seca; 3: Sistema de dunas móviles; 4: Pinar de San Agustín; 5: Ecotono de la Retuerta; 6: Laguna de Santa Olalla; 7: Dehesa de Matagordas; 8: Playa del Parque Nacional; 9: Acantilado del Asperillo en la playa del Parque Natural.

## 2.2 Geología y relieve

A escala regional, Doñana forma parte de la unidad fisiográfica de la depresión o cuenca baja del Guadalquivir, y es resultado de diferentes procesos geomorfológicos que continúan hoy en día modificando la configuración del territorio.

El origen de Doñana está ligado al último ascenso del nivel del mar a gran escala, denominado Transgresión Fladriense, que tuvo lugar tras la última glaciación, alcanzando el máximo nivel hace 6500 años. Sobre las margas azules marinas depositadas en el Terciario sedimentaron arenas rojas cuaternarias. Además, materiales procedentes de ríos cercanos (Tinto, Odiel, Piedras y

Guadiana) fueron arrastrados por las corrientes marinas costeras y depositados en una barra litoral que avanzaba en dirección NO-SE cerrando la desembocadura. Su avance se produjo en una sucesión de etapas de erosión y deposición en las que la dinámica fluvio-mareal estaba determinada por el nivel del mar. La albufera formada dio lugar a un lago conocido por fenicios y romanos (el denominado lago Ligur o Ligustinus, respectivamente), cuya colmatación con sedimentos continentales dio lugar a la actual marisma. En ella los sustratos superficiales son arcillosos y arcillo-arenosos de coloraciones grises y azuladas, suelos escasamente evolucionados con elevados contenidos en sales y cuya vocación es la de pastizal (Martín Machuca *et al.*, 1992; Junta de Andalucía, 2005).

La franja costera desarrolló un cordón litoral de dunas que hoy en día conserva una importante actividad morfodinámica. A grandes rasgos, el sector situado al oeste del núcleo de Matalascañas es zona de dunas estabilizadas y acantilados bajo procesos de erosión marina (Médano del Asperillo, fotografía 9 de la Figura 2.2), y la zona este cuenta con formas de acumulación costera y varios frentes de dunas móviles que avanzan sobre la marisma (Figura 2.2, fotografías 3 y 8).

Como resultado de aquella interacción fluvio-mareal a lo largo del tiempo, la marisma se constituyó en un relieve prácticamente llano, donde las pequeñas elevaciones y depresiones cobran gran importancia en los procesos hidrológicos y ecológicos. La Figura 2.3 muestra el modelo digital de elevaciones de la marisma actual obtenido mediante tecnología láser (LIDAR) con una resolución espacial de 2x2 m, señalando los principales elementos topográficos presentes actualmente en ella. Nótese que la escala cromática de la Figura 2.3 corresponde a un rango estrecho de elevaciones, entre 0.8 y 2.3 metros sobre el nivel del mar. Dentro de la marisma se pueden distinguir las siguientes unidades topográficas, denominadas por la toponimia local (Mintegui *et al.*, 2004):

- Los *lucios*, depresiones considerablemente extensas que formaron parte de los antiguos cauces del Guadalquivir, son las zonas de menor cota y mayor periodo de inundación.
- Los *caños*, también de cota baja, constituyen la prolongación de los cauces tributarios dentro de la marisma.
- Los *paciles*, grandes zonas de cota relativamente elevada situadas entre caños y lucios, donde la inundación alcanza poco calado y corta duración.

- Los *hondones*, áreas de menor extensión y cota que los paciles, con periodos de inundación más prolongados.
- Las *quebradas*, pequeños escalones de erosión fluvial junto al lecho de algunos caños.
- Las *vetas*, pequeñas áreas elevadas de suelo arenoso que proceden de antiguas playas o paleomargenes del estuario.
- El *levé* o *levée*, dique fluvial natural que discurre longitudinalmente por el margen del río Guadalquivir, degradado y artificialmente recrecido mediante la construcción de la Montaña del Río.
- Los *ojos*, zonas de tamaño muy reducido de surgencia de agua subterránea en la marisma.

Como consecuencia de las actuaciones antrópicas destacan varios elementos artificiales:

- La *Montaña del Río*, dique de tierra de casi 3 m de altura paralelo a la margen derecha del río Guadalquivir que delimita el sur de la marisma, impidiendo su desagüe. Se construyó con el objetivo de compensar la degradación del levé natural, y se prolongó tras el accidente de Aznalcóllar para aislar la marisma del vertido.
- Los *muros*, que delimitan la marisma natural por el norte (muro de la FAO) y el este (Entremuros).
- Los *sacatierras*, pequeños lucios artificiales de poca profundidad, resultado de la extracción de tierra para la construcción de muros.
- Las *salinas de San Rafael*, abandonadas.

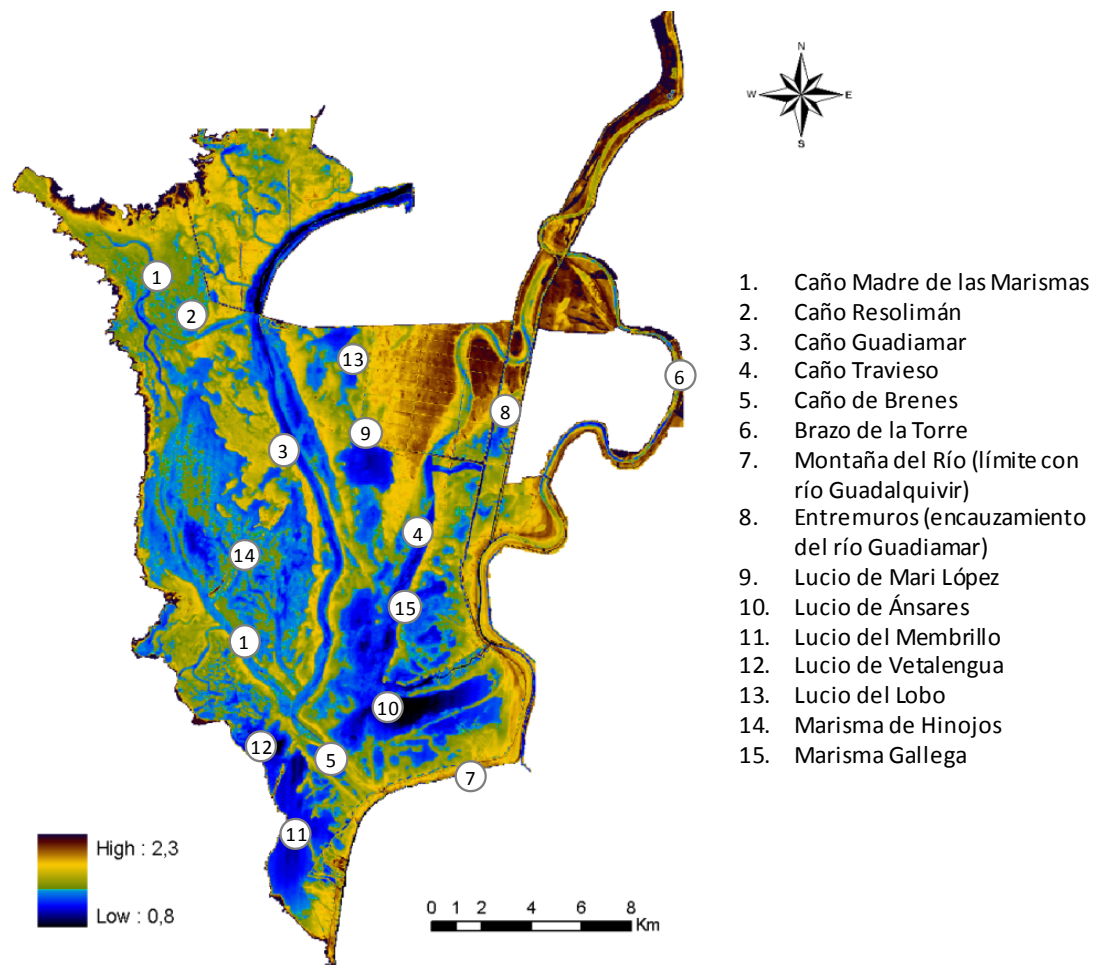


Figura 2.3. Modelo digital de elevaciones de la marisma de Doñana, en metros sobre el nivel del mar, y principales elementos topográficos.

Dentro de la marisma se pueden identificar tres niveles altimétricos atendiendo al régimen de inundación y agrupaciones vegetales relacionadas con ellos (Mintegui *et al.*, 2004). El primero, de cotas más bajas, incluye los terrenos por debajo de 1.3 m sobre el nivel del mar como lucios y caños; el segundo, entre 1.4 y 2 m de altitud, fundamentalmente paciles y el levé natural; y el tercero, sobre la cota de 2 m, formado por vetas, muros y el nuevo cono de deyección del arroyo de El Partido.

Los procesos geomorfológicos actuales se encuentran afectados por la actividad humana. Por un lado, los procesos de carácter aluvial que erosionan y transportan materiales hacia la marisma se han visto acelerados en las últimas décadas debido al manejo de las cuencas y los cauces vertientes (puesta en cultivo de terrenos forestales, retirada de plantaciones de eucalipto,

rectificación y encauzamiento de arroyos, etc.). Por otro lado, las numerosas obras de infraestructura realizadas en el entorno litoral regional, “aguas arriba” según la deriva del oeste que afecta a todo el sector, han determinado un aumento de la dinámica erosiva, cuya manifestación más clara ha sido la regresión de las playas entre los núcleos de Mazagón y Matalascañas (Junta de Andalucía, 2005).

## 2.3 Clima

El clima del ámbito de Doñana corresponde con el denominado mediterráneo subhúmedo con influencia atlántica (Martín Machuca *et al.*, 1992), caracterizándose por una acusada sequía estival que se extiende desde el mes de junio a septiembre, y un régimen pluviométrico moderado, muy variable en el reparto de las precipitaciones anuales e interanuales, que condiciona la irregularidad de las aportaciones fluviales.

Otras clasificaciones climáticas en las que se incluye la zona, citadas por el Instituto Nacional de Meteorología son (González Alonso, 2000):

- Según la división climático-regional de la Península Ibérica realizada por I. Font en 1983, Doñana pertenece a la “subregión submarítima” de la región atlántica. Esto denota sequía del trimestre estival (junio, julio, agosto) y un índice de continentalidad bajo.
- Según la clasificación de los climas de España por Capel Molina en 1981, se sitúa dentro del dominio climático templado-cálido (o mediterráneo), de subtipo oceánico por tener concentradas las precipitaciones en invierno.
- Atendiendo a la clasificación climática de Köppen de 1936, se trata de un clima estepario caluroso (variedad Bsh, que indica una evaporación superior a la precipitación, con la estación seca en verano y clima caluroso).

El número de horas de insolación es elevado, con una media anual de orden de 3000 horas según Martín Machuca *et al.* (1992) y una evapotranspiración potencial por el método de Thornthwaite de 840 mm/año, que superan en casi el 50% la precipitación anual media. Como media del Parque Nacional, los mismos autores obtienen un valor de evapotranspiración real de 420 mm/año, equivalente al 73% de la precipitación media.

La Figura 2.4 presenta el diagrama ombrotérmico o climograma obtenido por Siljeström *et al.* (2002) para la serie de datos climática del periodo 1974-2002. En él se representa la evolución mensual de la temperatura y la precipitación medias, expresadas en °C y mm respectivamente, manteniendo una escala gráfica de 2 mm de precipitación por cada °C de temperatura. Mediante este climograma se identifica la estación seca cuando la precipitación (mm) es inferior al doble de la temperatura (°C), lo cual ocurre para los datos de la estación del Palacio de Doñana entre los meses de mayo y septiembre. La figura muestra además, de izquierda a derecha bajo el nombre de la estación de medida, el número de años de la serie temporal utilizada, la altitud sobre el nivel del mar, la temperatura media anual y la precipitación media anual. En el lateral izquierdo, de arriba abajo, se señalan la temperatura máxima absoluta, la media de las máximas del mes más cálido, la media de las mínimas del mes más frío y la temperatura mínima absoluta.

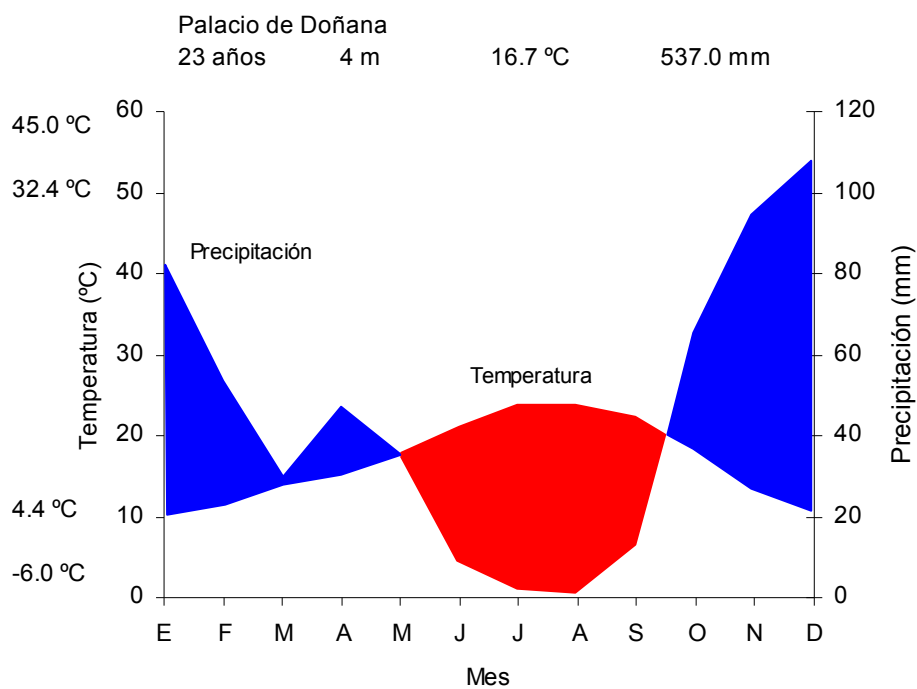


Figura 2.4. Diagrama ombrotérmico para la estación del Palacio de Doñana durante el periodo 1974-2002. Datos de Siljeström *et al.* (2002)

Las características climáticas condicionan el desarrollo de los procesos ecológicos fundamentales y las actividades antrópicas. Consecuencias importantes del clima característico son la desecación de la marisma en el estío y el descenso de los cursos de agua superficiales, que dependen durante estos momentos de los aportes de agua del acuífero subterráneo. Además, a causa de la modificación de la red de drenaje superficial y de la sobreexplotación del acuífero, el sistema natural en su conjunto y los espacios marismeños en particular han desarrollado una mayor dependencia de su estado con respecto al régimen local de precipitaciones.

### **2.3.1 Precipitación**

En lo que respecta a la procedencia de los frentes, el Golfo de Cádiz es una zona de influencia atlántica, quedando bajo el control del anticiclón subtropical de las Azores (García de Pedraza y Reija Garrido, 1994). Los temporales del Atlántico suelen ir asociados a borrascas de frente polar con baja trayectoria, con advección de aire rico en vapor de agua y núcleos de condensación, especialmente en invierno y otoño. Si la borrasca es profunda, con marcado gradiente bórico, el viento del SO sopla racheado y turbulento y se denomina *vendaval*. Las tormentas de verano son escasas, y las nieblas frecuentes en otoño e invierno por influencia del anticiclón cálido de las Azores y el efecto advectivo de los vientos del SO.

La distribución de las precipitaciones en Doñana destaca por su concentración y variabilidad temporal. La Figura 2.5 muestra la evolución pluviométrica en el Palacio de Doñana, situado en el borde medio occidental de la actual marisma natural, entre 1979 y 2005 (Custodio *et al.*, 2006). En este periodo la precipitación media fue de 540 mm/año con una tendencia general húmeda y notables fluctuaciones, como la etapa seca final desde el año 2003. Años hidrológicos secos como 2004/2005 registraron valores inferiores a 200 mm/año, mientras que años hidrológicos húmedos como 1995/1996 superaron los 1000 mm/año. La gráfica muestra las desviaciones anuales acumuladas respecto a la media para remarcar el carácter húmedo o seco de la secuencia.



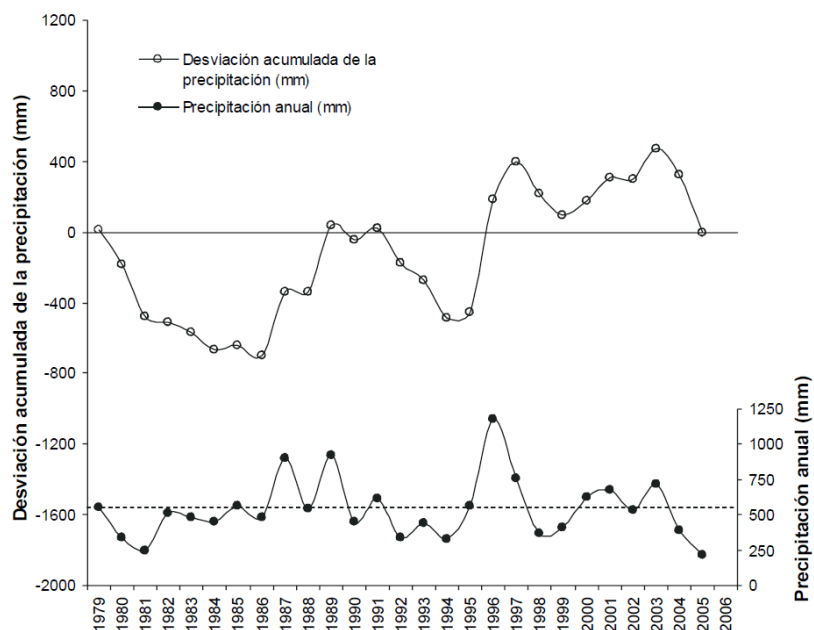


Figura 2.5. Precipitación anual y desviación acumulada de la precipitación registrada en la estación del Palacio de Doñana entre 1979 y 2005. Fuente: Custodio, E. *et al.* (2006).

El reparto estacional medio de las precipitaciones en el área de Doñana presenta una distribución unimodal, con el mínimo en verano (junio a septiembre) y el máximo en diciembre, aunque ocasionalmente en algunos años puede haber un máximo secundario en abril-mayo (Custodio *et al.*, 2006). Martín Machuca *et al.* (1992) lo distribuyen del siguiente modo: 20% en primavera, 5% en verano, 35% en otoño y 40% en invierno. Siljeström *et al.* (2002) encuentran que los meses de noviembre, diciembre y enero registran cerca del 50% de la precipitación anual en el Palacio de Doñana. El número medio de días de lluvia al año se sitúa entre 75 y 85 (González Alonso, 2000).

En cuanto a su distribución espacial, Sánchez Juny (1991) observa, mediante el análisis factorial de las series de precipitación del entorno de Doñana a nivel regional, que la varianza espacial de las precipitaciones extremas en la cuenca viene determinada en primera instancia por el efecto que ejercen las primeras elevaciones frente a lluvias procedentes del Atlántico. También identifica el efecto del choque de masas de aire mediterráneas y atlánticas que incrementa las precipitaciones en las cercanías del estrecho de Gibraltar, y los efectos favorecedores de la altitud y la presencia del río.

### **2.3.2 Temperaturas**

La temperatura del aire está controlada principalmente por la radiación solar incidente, aunque también se encuentra muy influenciada por factores superficiales como los diferentes comportamientos de suelo y agua, la altitud o los vientos dominantes (Dingman, 1994).

#### **2.3.2.1 Temperatura media anual y amplitud térmica**

Debido a su situación meridional y de escasa altitud, la cuenca baja del Guadalquivir y el litoral onubense presentan una temperatura media anual relativamente elevada en relación con otras regiones peninsulares, estimada por la Consejería de Medio Ambiente andaluza en 16.3 °C (Consejería de Medio Ambiente, 2006).

La influencia del Atlántico produce una cierta regularidad de las temperaturas a lo largo del año, siendo la amplitud térmica (diferencia entre las medias de los meses más cálido y más frío) una medida de esta cercanía al mar, ya que aumenta con la continentalidad. Refiriéndose exclusivamente a estaciones situadas en el entorno de Doñana, la temperatura media anual es del orden de 16-17 °C (Martín Machuca *et al.*, 1992; Siljeström *et al.*, 2002), y las medias mensuales oscilan entre los 10.1 °C en enero y 23.6 °C en agosto (observatorio del Palacio de Doñana, Siljeström *et al.*, 2002), resultando en una amplitud térmica anual de 13.5 °C. A modo de comparación, esta amplitud se sitúa más próxima a los valores del litoral mediterráneo (unos 14 °C) que a otros de la costa atlántica española (unos 9 °C en las costas coruñesas), y aumenta hacia el interior del valle del Guadalquivir (18.5 °C en Sevilla y 19.6 °C en Córdoba).

#### **2.3.2.2 Estacionalidad**

En cuanto al reparto térmico estacional, la zona se caracteriza por un invierno suave y corto y un verano largo y caluroso. Las temperaturas medias de enero y julio suelen utilizarse como representativas de las estaciones extremas, invierno y verano, pero en el caso de Doñana y de casi todos los observatorios costeros de la Península, la inercia del calentamiento de las aguas marinas retrasa el máximo al mes de agosto, aunque la diferencia es pequeña (Martín Vide y Olcina Cantos, 2001). Los datos del Palacio de Doñana presentados por Siljeström *et al.* (2002) muestran también un otoño más cálido que la primavera, siendo los meses de septiembre, octubre y noviembre 2.4 °C más calurosos de media que marzo, abril y mayo. Los valores medios de

temperaturas máximas, mínimas y medias mensuales del periodo 1976-2002 se muestran en la Figura 2.6.

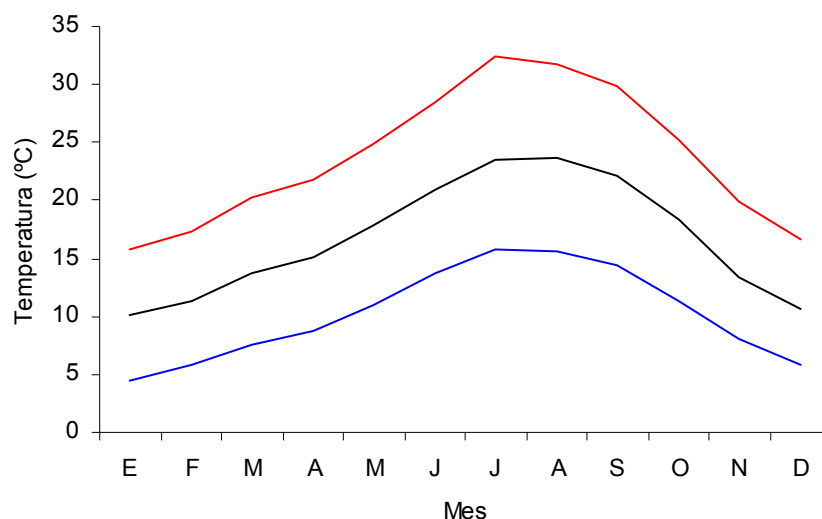


Figura 2.6. Temperaturas medias (negro), medias de máximas (rojo) y medias de mínimas (azul) mensuales en el Palacio de Doñana (1976-2002). Datos de Siljeström *et al.* (2002).

### 2.3.2.3 Temperaturas extremas

Las temperaturas extremas son más características en verano, pudiendo superar en algunos días de julio y agosto los 45 °C. En invierno las heladas son poco frecuentes en la zona, del orden de 5 días al año en el municipio de Almonte (Martín Machuca *et al.*, 1992).

### 2.3.3 Humedad del aire

Los valores de humedad relativa media anual del periodo 1961-1990 en el área de Doñana se encuentran en torno al 70%, con máximo invernal y mínimo estival pero escasa variación anual, como le corresponde por su situación litoral (Martín Vide y Olcina Cantos, 2001). La relación inversa con la temperatura del aire provoca que la humedad relativa también presente una oscilación diaria, de carácter contrario a aquella, aunque además puede verse afectada temporalmente por otros factores como las brisas marinas.

### **2.3.4 Régimen de viento**

Los vientos locales o típicos de una zona son el resultado de numerosos procesos que actúan a escalas diferentes. El marco global lo constituye la circulación general de la atmósfera, cuyos motores son el diferente aporte de radiación solar sobre la superficie terrestre en función de la latitud, y la fuerza de Coriolis debida a la rotación de la Tierra. Se suman además los efectos estacionales, la heterogeneidad de comportamiento térmico y morfología de la superficie terrestre, y el entorno geográfico-climático del área en cuestión.

#### ***2.3.4.1 Flujo general de circulación***

La Península Ibérica se encuentra situada en una posición meridional de la zona de circulación general del oeste del Hemisferio Norte y, por tanto, recibe influencias dinámicas atlánticas, pero también subtropicales por la proximidad al cinturón de altas presiones subtropicales (Martín Vide y Olcina Cantos, 2001). Se trata de una zona de interacción de los reajustes energéticos entre las latitudes polares y tropicales, que producen una gran variedad de situaciones meteorológicas.

Palomares (2002) estudió la frecuencia de distintas situaciones meteorológicas que afectan a los vientos del Estrecho de Gibraltar en función del campo de presiones superficiales. Aunque las peculiaridades locales puedan originar diferentes situaciones en Doñana y el Estrecho, sí se pueden incluir ambos lugares en la misma región a escala sinóptica. El estudio establece 15 situaciones meteorológicas en base a su régimen barométrico (cyclónicas o anticiclónicas) y su posición relativa al Estrecho. Analizando el periodo 1987-1990 extrajo las siguientes conclusiones:

- Las situaciones ciclónicas superan ligeramente a las anticiclónicas, siendo excepcionales los campos de presiones indefinidos.
- En invierno e inicio de primavera predominan las situaciones anticiclónicas, mientras que las ciclónicas lo hacen en la primavera avanzada y verano.
- En términos globales, dentro de las situaciones anticiclónicas destaca la situación del Anticiclón Atlántico al oeste o noroeste peninsular, que se pueden observar a lo largo de todo el año.
- Dentro de las situaciones ciclónicas destaca la del Sur (17.9%) originada por la Depresión Sahariana que generalmente se forma por calentamiento, debido a lo cual su frecuencia aumenta en primavera y verano, con máximos en junio y agosto.
- Pasan un promedio de 30 a 40 frentes sobre la Península durante estos años, destacando sobre todo los meses de enero y octubre, seguido de febrero, abril y mayo, disminuyendo en verano.

Destaca por su importancia en la contribución de precipitaciones la advección de aire polar marítimo, frecuente en otoño, invierno y primavera, que origina la instalación de borrascas atlánticas frente a las costas de Portugal o depresiones frías en el Golfo de Cádiz, situaciones que favorecen los flujos del suroeste. En verano, al no ser muy intensas las advecciones polares, apenas llega su influencia al sur de la Península (Martín Vide y Olcina Cantos, 2001). Según la estadística presentada por Palomares (2002), las situaciones ciclónicas del oeste (borrasca situada en el NO, O o SO) no son las más frecuentes pero se concentran en los meses de enero-febrero-marzo y septiembre-octubre-noviembre.

#### **2.3.4.2 Efecto de la orografía**

El valle del Guadalquivir influye notablemente en las masas de aire procedentes del Atlántico que se estacionan o cruzan la cuenca (García de Pedraza y Reija Garrido, 1994), canalizando los vientos e introduciéndolos hasta la meseta. Las masas de aire húmedo, con vientos del O y SO, introducen los sistemas nubosos aguas arriba del Guadalquivir, dando precipitaciones abundantes en toda la cuenca. Estos vientos se suelen denominar *ábregos*, y son conocidos por su carácter húmedo y lluvioso, que les otorgan su procedencia meridional y temperatura relativamente alta.

Por el contrario, los vientos del E y NE tienen carácter terral y seco como los de componente N continentales, que atraviesan la meseta y normalmente son fríos en invierno y cálidos en verano. Los de componente S proceden de África, y vienen algo cargados de humedad.

#### **2.3.4.3 Brisas**

El contraste térmico existente entre la superficie del mar y la de tierra da lugar al fenómeno de las brisas en zonas costeras, que solamente se observan en el caso de vientos suaves, siendo la magnitud de influencia horizontal de 10-20 km con vientos inferiores a 10 m/s (USACE, 2003). En torno al área de estudio, el escaso desnivel de la desembocadura del Guadalquivir permite que las brisas sean apreciables varias decenas de kilómetros tierra adentro, en la ciudad de Sevilla, donde son conocidas como *mareas* (García de Pedraza y Reija Garrido, 1994).

#### **2.3.4.4 El viento en Doñana**

La procedencia más frecuente de los vientos en Doñana es la SO, según documentan, por ejemplo, Rodríguez-Ramírez *et al.* (2003) y Siljeström *et al.* (2002). Los vientos registrados en la

estación meteorológica del Palacio de Doñana entre 1979 y 2002, analizados por Siljeström *et al.* (2002), se caracterizan por su notable estacionalidad, dominando los de poniente en primavera/verano, con el 30% de los días del año. Los periodos de otoño/invierno tienen una distribución más heterogénea, con la presencia de regímenes ciclónicos periódicos asociados a vientos del tercer cuadrante, es decir, a las direcciones S-SO-O.

El viento condiciona varios de los procesos que tienen lugar en el medio físico de Doñana. Ejercen una fuerte influencia en la dinámica litoral a través del oleaje, erosivo en las citadas épocas ciclónicas y acumulativo en épocas anticiclónicas de calma (Rodríguez-Ramírez *et al.*, 2000). Además los ponientes predominantes son responsables de la formación y avance del sistema dunar, e incluso puede influir en los efectos de la marea. Según Vanney (1970, citado por Custodio *et al.*, 2006), los del norte y levante disminuyen el ascenso mareal, y los vientos tormentosos del SO y O retardan la bajada de la marea, afectando al drenaje del Guadalquivir. Por último, el régimen de vientos puede desplazar el agua en la marisma y afectar a su comportamiento hidráulico, pudiendo variar el nivel de agua, según los lugareños, varios decímetros en función de su dirección y velocidad (Bayán y Dolz, 1995).

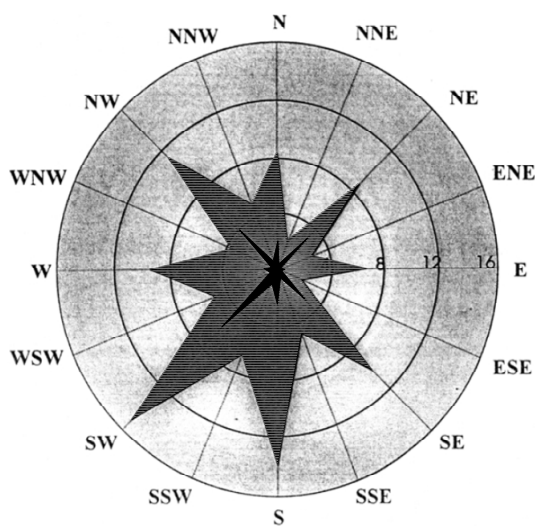


Figura 2.7. Análisis anual del viento registrado en la estación meteorológica de Huelva, a unos 40 km del Parque Nacional de Doñana, en el periodo 1960-1996: velocidad media (área gris externa, en km/h) y frecuencia (área negra interna, en número medio de días por mes). Fuente: Rodríguez-Ramírez *et al.* (2003).

## 2.4 Funcionamiento hidrológico natural de la marisma

En su comportamiento natural, el río Guadalquivir se ramificaba a unos 60 km de su desembocadura, formando por su margen izquierda el Brazo del Este y por la derecha el Brazo de la Torre, que delimitaban los terrenos conocidos como Isla Menor e Isla Mayor, respectivamente. Antes de su intervención, las marismas ocupaban unas 140 000 ha en el interior y exterior de estos brazos, quedando hoy en día la marisma menos transformada al oeste del Brazo de la Torre (Figura 2.8A).

Una de las aportaciones principales a la marisma eran las aguas del río Guadiamar que, junto al arroyo de la Rianzuela, venía a desembocar al norte del Brazo de la Torre en un pequeño cauce que solía desbordar anualmente en invierno por la margen derecha. Así se alimentaba el caño Guadiamar, de carácter estacional, que recogía las aguas de varios arroyos menores y discurría de norte a sur atravesando lo que hoy denominamos marisma natural. Además, el caño Travieso actuaba a su vez como derramadero del brazo de la Torre y vertía también aguas a la parte final del caño Guadiamar. Se cree que el caño Travieso podía aportar aguas salobres procedentes del Brazo de la Torre en mareas altas de periodos estivales. En total, las aportaciones de los brazos en que se desdoblaba el río Guadiamar durante las avenidas, se calcula que suponían más de la mitad de las aportaciones tradicionales de un año medio, unos  $223 \text{ hm}^3/\text{año}$  de aportación media, aunque con gran irregularidad interanual, entre  $19 \text{ hm}^3$  estimados en 1982/83 y  $724 \text{ hm}^3$  en 1962/63 (Saura Martínez, 2001).

La otra aportación relevante procedía del oeste de la marisma, en las cercanías de la aldea de El Rocío. El arroyo de La Rocina se unía allí al del Partido para dar lugar al Arroyo Madre de las Marismas ( $620 \text{ km}^2$  de cuenca). Este arroyo, el caño Guadiamar y el caño Travieso se unían finalmente en el caño de Brenes para desembocar en el Guadalquivir, después de su confluencia con el brazo de la Torre. Se asigna a las aguas dulces del arroyo de la Rocina y colindantes, con una cierta estabilidad en sus caudales a lo largo del año por la contribución de aguas subterráneas, una aportación media anual entre  $1\text{-}1.5 \text{ hm}^3/\text{año}$  en ciclos de sequía y un máximo de  $73 \text{ hm}^3/\text{año}$  en 1995/96, el año de mayor precipitación e inundación que se tiene constancia en Doñana desde que hay registros meteorológicos (Saura Martínez, 2001).

Estas aportaciones junto con las precipitaciones producían un lento y progresivo llenado de la marisma, con carácter de riada los años húmedos, que se producía prácticamente cada año y cuya

evacuación al Guadalquivir se veía contenida parcialmente por el levé o dique natural entre el río y los caños interiores de la marisma. La elevación, conocida como la Montaña del Río, regulaba también la entrada de agua dulce en avenidas del Guadalquivir o salada durante mareas altas.

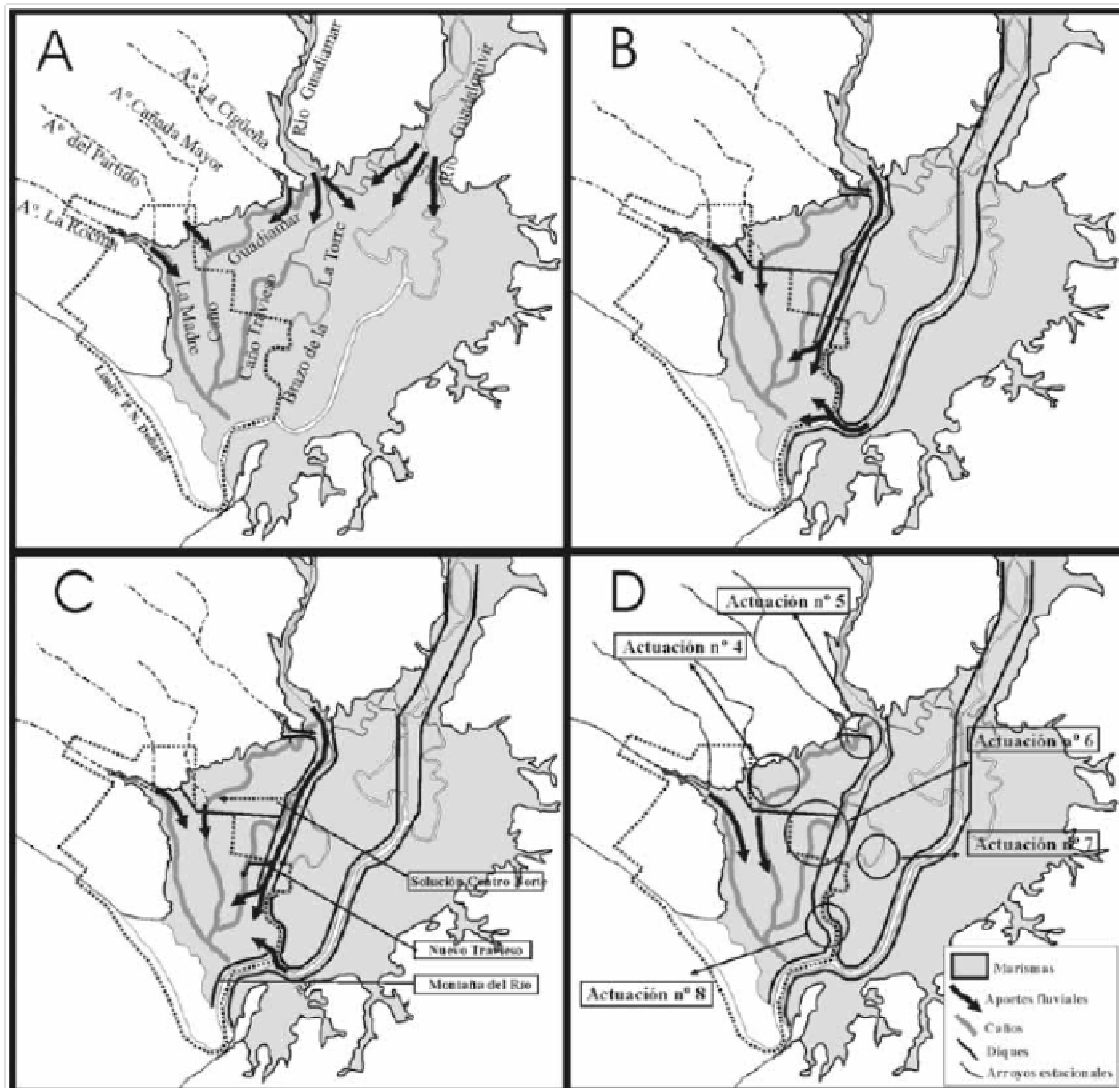


Figura 2.8. A: Disposición natural de los aportes fluviales a las marismas de la margen derecha del Guadalquivir; B: Situación de los aportes fluviales a las marismas del P.N. de Doñana tras los encauzamientos del Guadiana y Guadalquivir (década de los '50 a 1983); C: Disposición de aportes fluviales tras las obras del Plan de Regeneración Hídrica de Doñana (1983 a 1998); D: Situación actual y actuaciones del Plan Doñana 2005. Fuente: Rodríguez-Ramírez *et al.* (2005).



Además era importante, aunque muy limitada espacialmente, la influencia mareal en las zonas más próximas al estuario. Esta influencia permitía el contacto e intercambio de formas de vida entre la marisma y la ría del Guadalquivir (Saura Martínez, 2001), aunque fue perdiendo relevancia con la colmatación natural de la marisma y las modificaciones antrópicas, siendo su contribución al balance hídrico actual despreciable.

En cuanto a la hidrología subterránea, Doñana se localiza en el extremo meridional del sistema acuífero número 27 y, dentro de éste, en la subunidad Almonte-Marismas. El comportamiento del sistema hidrogeológico, así como su relación con los humedales de la región y las actividades antrópicas que lo afectan, han sido objeto de numerosos estudios desde la década de 1960 (e.g., Martín Machuca *et al.*, 1992; Suso y Llamas, 1993; Custodio y Palancar, 1995; Custodio *et al.*, 2006; Custodio *et al.*, 2008; Manzano *et al.*, 2009). El sistema está formado por dos partes diferenciadas, un conjunto de niveles permeables que se comportan como un acuífero libre y un sector localizado bajo las marismas, entre dos capas prácticamente impermeables, que funciona como semiconfinado. La aportación de agua subterránea a las marismas desde el acuífero que las subyace, a través de la capa semiconfinante, puede considerarse prácticamente irrelevante. No obstante, se producen aportaciones menores desde el acuífero libre en su contacto con las marismas en las zonas de ecotono de La Vera y la Retuerta, y a través de los denominados “ojos” de la marisma, formaciones similares a arenas movedizas que son surgencias provenientes del acuífero confinado (Figura 2.9). La contribución más relevante de las aguas subterráneas a la marisma se produce a través de los caudales base de los arroyos vertientes, principalmente a través del arroyo de La Rocina, lo que contribuye a prolongar la inundación una vez finalizan las lluvias.



Figura 2.9. Surgencia del Ojo de Juncabalejo en la marisma seca (18 de septiembre de 2011).

## 2.5 Hidrología actual o transformada

Después de una intensa transformación de la marisma y sus colectores, esencialmente llevada a cabo en la segunda mitad del siglo XX, las principales diferencias con respecto a la red hidrográfica natural descrita son las siguientes:

- Pérdida de funcionalidad mareal del Brazo de la Torre: en 1816 este brazo se aisló del río Guadalquivir mediante la Corta Fernandina, canal cuyo objetivo era mejorar la navegabilidad del río. La eliminación de este aporte, la construcción de embalses y los dragados contribuyeron disminuir la aportación de agua salobre a la marisma, en estío y con marea alta, a través del caño Travieso mediante transmisión desde el Brazo de la Torre.
- Pérdida de aportes de los caños Guadamar y Travieso: a finales de la década de los 50 del siglo XX, se encauza el tramo final del río Guadamar y el Brazo de la Torre mediante la construcción de dos largos muros de 1-2 m de altura separados 1 km entre sí (zona conocida como Entremuros). Así se recogen las aguas del río Guadamar y arroyo de La Cigüeña, eliminando las aportaciones hacia los caños Guadamar y Travieso que llenaban la marisma. Además, los muros contruidos interrumpen directamente los cauces de estos caños, conduciendo las aguas hasta la parte sur del Brazo de la Torre. Incluso el cauce del caño

Travieso fue parcialmente eliminado por la puesta en cultivo de la finca de Caracoles (límite norte de la marisma actual), actualmente en recuperación. Sólo en avenidas extraordinarias el agua procedente del río Guadamar entra en gran cantidad al cauce natural del caño Travieso a través del caño Travieso Nuevo (artificial), situado en el límite meridional de la finca de Caracoles.

- Transformación de terrenos marismeños: antes de la creación del Parque Nacional en 1969, las marismas que hoy lo constituyen habían sido transformadas mediante la construcción de canales para controlar la inundación y favorecer prácticas cinegéticas. Por otro lado, al norte del Parque Nacional, terrenos marismeños fueron desecados, drenados y puestos en cultivo. El resultado es una importante reducción de la superficie de marisma natural, la regulación de caudales anteriormente aportados a las zonas bajas y un riesgo de incremento de erosión y transporte de sedimentos.
- Erosión y reconstrucción de la Montaña del Río: el oleaje producido por el paso de grandes barcos por el Guadalquivir erosionó gravemente el levé natural, motivo por el cual se realizó su reconstrucción en la década de los 80 del siglo XX. Se levantó un muro de 14 km de longitud y 1.5 m de altura con arcillas de la marisma, paralelo a la margen derecha del Guadalquivir desde la desembocadura del Brazo de la Torre hacia el Sur, provisto de varias compuertas para regular la comunicación entre el río y la marisma. Dicho muro, a raíz del accidente de la balsa minera de Aznalcóllar en 1998, se prolongó aún más, aislando por completo las posibles entradas de agua desde el Guadamar. Entre sus efectos negativos destaca este drenaje artificial y la sobreelevación del nivel natural de la marisma, inundando zonas altas (vetas y paciles) durante periodos excesivamente prolongados, que servían de refugio a la fauna terrestre en momentos de gran inundación.
- Cambios en la morfología de cauces y en los usos del suelo de cuencas vertientes: las cuencas de los arroyos de La Rocina y del Partido han sufrido rectificación de cauces y deforestaciones, lo cual ha incrementado notablemente el aporte de sólidos, ya sea procedentes del drenaje de la cuenca o del propio cauce, que contribuyen de manera artificial al proceso natural de colmatación. Varios cientos de hectáreas de marisma se han perdido por la formación de conos de deyección de arenas de origen antrópico, destacando el del arroyo del Partido. Se calcula que en los 17 años posteriores a su canalización, entre 1981 y 1998, este arroyo depositó 3 hm<sup>3</sup> de sedimentos en una superficie de 200 ha, 150 de ellas marismeñas (Custodio *et al.*, 2006). Las velocidades medias de sedimentación en la marisma estimadas

para periodos recientes (1952-2002) indican valores de 3 a 5 mm año<sup>-1</sup>, un incremento en la cantidad de material depositado en relación a épocas pre-antropogénicas del Holoceno (Gascó *et al.*, 2006).

- Sobreexplotación de acuíferos: la extracción intensiva de agua subterránea con fines agrícolas ha provocado descensos locales de los niveles piezométricos profundos y del nivel freático, que suponen una disminución de las descargas directas hacia la marisma en el contacto arena-arcilla y a través de los “ojos”. Por la misma razón se ha producido la reducción e interrupción estacional de arroyos, caños y cañadas vertientes a la marisma y La Rocina, muchos de los cuales han dejado de ser permanentes y se ven afectados por vertidos de productos fitosanitarios (Manzano y Custodio, 2007).

Una importante consecuencia de los cambios realizados en la hidrología de la marisma es que, debido a su menor tamaño, se ha disminuido su inercia natural y ahora se llena y vacía más rápidamente (Dolz y Velasco, 1990). Además, la mayor parte de los aportes de origen fluvial se han reducido drásticamente por el Norte, esencialmente debido a su aislamiento del Guadiamar y Guadalquivir. También influye en este efecto el descenso de los niveles piezométricos debido a las explotaciones agrícolas en el entorno de la marisma, que afecta al conjunto de arroyos que forman el Arroyo Madre de las Marismas, alimentación de lagunas y zonas de vegetación freatofítica (Susó y Llamas, 1993; Custodio *et al.*, 2008). Como consecuencia de todo esto, el periodo en que la marisma se encuentra inundada depende en mayor medida del régimen de precipitaciones local y toman especial relevancia los ciclos de sequía y años húmedos que caracterizan al clima de la zona, de manera que su régimen de funcionamiento ha pasado de ser pluvio-fluvio-mareal a prácticamente pluvial.

### **2.5.1 Planes de regeneración hídrica**

Debido a la degradación de las condiciones naturales de la marisma, las administraciones han llevado a cabo planes de restauración en la zona. El primero en los años 80, denominado Plan de Regeneración Hídrica de Doñana, incluía tres actuaciones principales (Figura 2.8C): la sobreelevación artificial de la Montaña del Río, el bombeo desde Entremuros al caño Guadiamar (solución Centro-Norte) y la conexión de Entremuros y el caño Travieso mediante el Nuevo caño Travieso artificial (Solución Sur). Se dio prioridad a la recuperación cuantitativa sobre la cualitativa

de los parámetros hídricos, y provocó algunas consecuencias contraproducentes como una alteración de amplias zonas naturales y la excesiva inundación de zonas elevadas.

Tras la rotura de la balsa minera de Aznalcóllar en 1998, se prolongó la Montaña del Río hasta el dique derecho de Entremuros, aislando completamente la marisma de los aportes del Guadalquivir y Guadiamar, y se elaboró el nuevo plan de regeneración denominado Plan Doñana 2005 (Figura 2.8D). Este plan plantea 8 obras de restauración con los objetivos principales de recuperar las aportaciones hídricas asegurando su calidad y cantidad, mantener la permeabilidad entre la marisma y el estuario del Guadalquivir y frenar la degradación. Según el último comunicado oficial encontrado del Ministerio de Medio Ambiente (2008), el proyecto se encuentra al 85 por ciento de su ejecución, estando concluidas y en servicio las obras de las actuaciones siguientes:

- Actuación nº 1: Restauración de los arroyos Soto Chico y Soto Grande y del arroyo de la Laguna de los Reyes.
- Actuación nº 2: Depuración de las aguas residuales del Rocío.
- Actuación nº 3: Restauración del arroyo del Partido.
- Actuación nº 4: Restauración de la Marisma Gallega.
- Primera fase de la Actuación nº 6: Recuperación del caño Travieso.
- Actuación nº 8: Control y permeabilización de la marisma frente al río, al Brazo de la Torre y a Entremuros.

El proyecto está pendiente de la finalización de la eliminación del dique de la Montaña del Río y su prolongación, enmarcada en las actuaciones 6 y 7 del proyecto (Recuperación de la funcionalidad del caño Travieso y Recuperación del Brazo de la Torre, respectivamente). La actuación 5 (Recuperación del caño Guadiamar) se encuentra aplazada a petición de la Comisión Científica Asesora.

En la Figura 2.10 se muestran, de manera esquemática, las transformaciones sufridas en la red hidrográfica vertiente a la marisma durante el siglo XX y el estado previsto tras la finalización del proyecto Doñana 2005. Se señalan también recientes incorporaciones de terrenos agrícolas a la marisma (áreas de color verde).

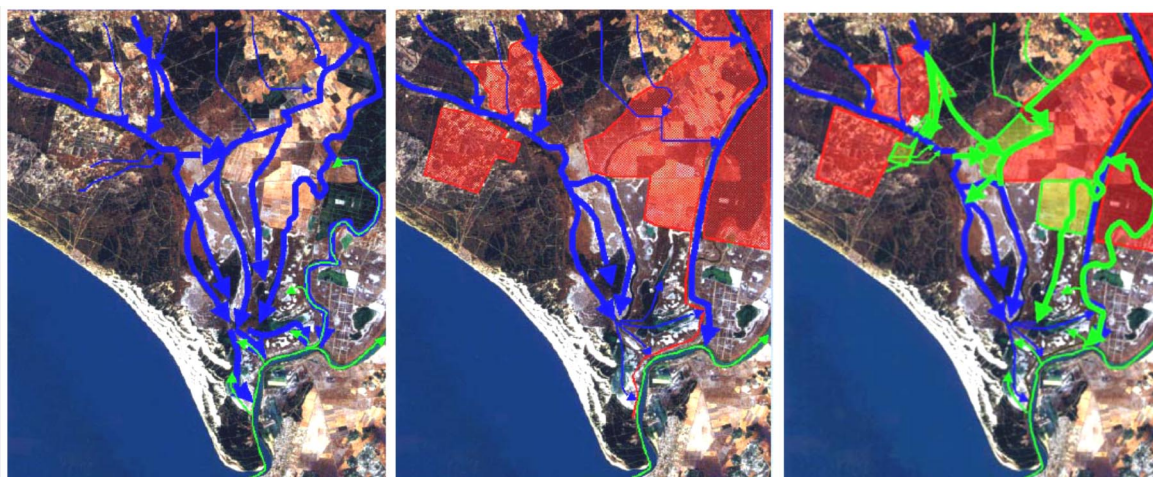


Figura 2.10. Alteraciones de la red hidrográfica vertiente a la marisma. Izq.: situación en torno al año 1900; centro: momento de máxima alteración (2000); derecha: situación previsible cuando concluya el proyecto Doñana 2005. Fuente: Urdiales *et al.* (2010).

## 2.6 Régimen de inundación de la marisma

### 2.6.1 Entradas y salidas de agua en la marisma

La Figura 2.11 muestra de manera esquematizada las entradas y salidas de agua en la marisma de Doñana. Las entradas son por precipitación directa (en la figura PR), por escorrentía superficial desde las zonas arenosas limítrofes (ES) y, en menor medida, por descarga del acuífero libre desde las mismas, que ocurre en lugares determinados (Retuertas, RT), y desde el confinado a través de los llamados “ojos” de la marisma (OJ). Otra forma de recibir agua es por entrada durante la pleamar (PL), a través de las compuertas situadas en el dique artificial de la Montaña del Río, que impide el trasiego de agua entre la marisma y la desembocadura del Guadalquivir. Estas compuertas permiten controlar ligeramente, debido a su reducido tamaño, el paso del agua en uno y otro sentido.

La salida del agua de la marisma se produce por evaporación (EV), transpiración por parte de las plantas (TR), evapotranspiración (ET) en las zonas inundadas cubiertas de vegetación, y desagüe a través de las compuertas de los caños (DS), esto último favorecido por la bajamar (BJ). En periodos fuertes de lluvias, estas compuertas pueden resultar insuficientes e inaccesibles, por lo

que se puede producir el aumento de la lámina de agua y el desagüe por encima de la Montaña del Río.

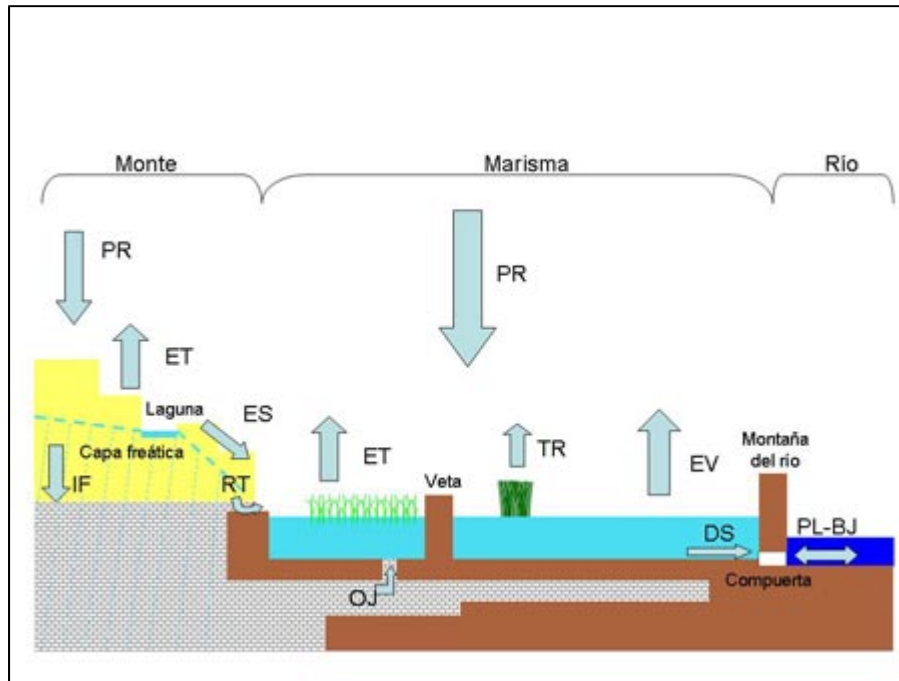


Figura 2.11. Esquema de las entradas y salidas de agua en la marisma de Doñana. Fuente: EBD (2008).

Se debe añadir un matiz a este esquema, y es que los aportes a la marisma se producen de manera diferente según el régimen pluviométrico al que estén asociados (Dolz y Velasco, 1990). En periodos secos las únicas aportaciones son la descarga de acuíferos directa o por medio de arroyos como el de La Rocina, Cañada Mayor y El Partido. Además, el caño Guadamar puede recibir agua que drena los arrozales y pastos de ganado extensivo, desagüando a la marisma. En los periodos húmedos medios, a estos aportes se suma la precipitación, y en periodos de lluvias muy intensas, se puede producir el desbordamiento del río Guadamar hacia la marisma. En estos periodos las aportaciones incorporan un elevado caudal sólido como consecuencia de la fuerte erosión en su cuenca.

Debido a la intensa evapotranspiración que tiene lugar en la marisma, los aportes anuales de agua siempre superan el volumen máximo almacenado. Como ejemplo, se calcula que el año 1999-

2000 se recibieron unos 285 hm<sup>3</sup>, y el máximo volumen registrado fue de 17 hm<sup>3</sup> (EBD-CSIC *et al.*, 2008). Los aportes procedieron mayoritariamente de precipitaciones (63%), y en menor medida de las cuencas de La Rocina, El Partido y otros arroyos (13%, 15% y 9% respectivamente).

## 2.6.2 Evolución temporal de la inundación

Aragónes *et al.* (2005), analizando una serie temporal de 224 imágenes satélite entre los años 1975 y 2004, reconstruyeron el patrón histórico reciente de inundación de la marisma (Figura 2.12). El proceso que puede considerarse típico se inicia con las lluvias de octubre, y se desarrolla de manera progresiva hasta alcanzar su máximo entre diciembre y marzo. A continuación, el aumento de temperaturas y la disminución de lluvias provocan el desecamiento progresivo por evaporación, finalizando el ciclo anual de inundación-desecación en verano.

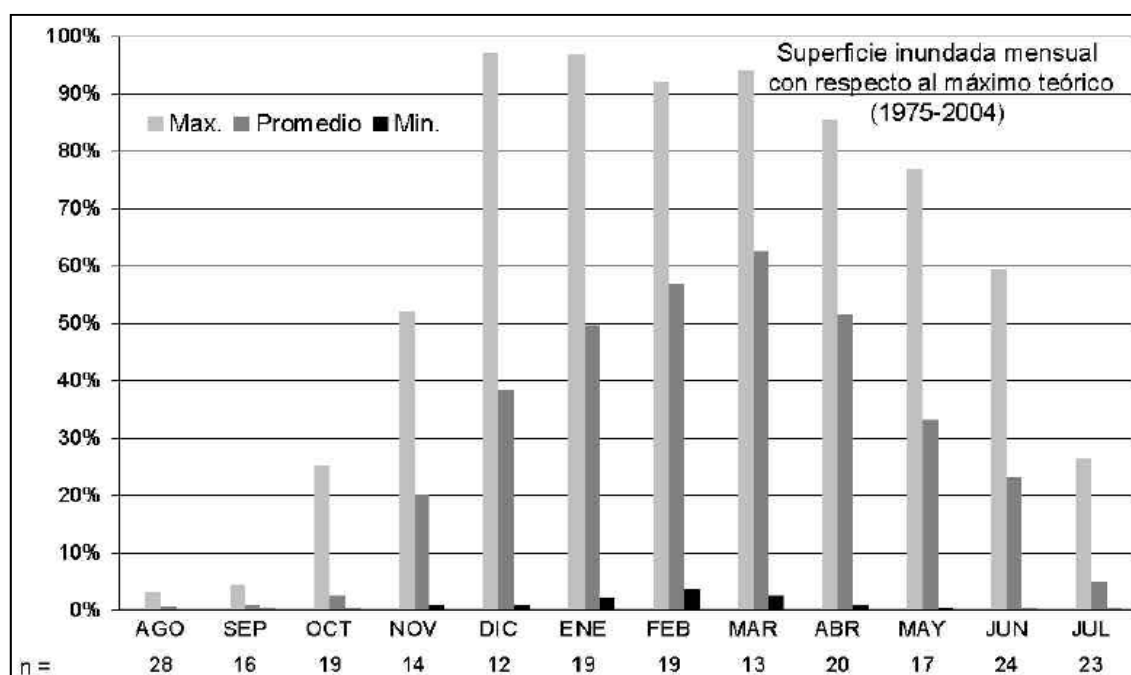


Figura 2.12. Porcentajes mensuales máximos, medios y mínimos de superficie inundada con respecto al máximo teórico, periodo 1975-2004. La superficie máxima inundable que consideran los autores es de 25.424 ha. Fuente: Aragónes *et al.* (2005).



La elevada variabilidad interanual en los aportes puede alterar este ciclo, y produce grandes diferencias entre la superficie máxima inundada de un año a otro. A continuación se muestra una serie de imágenes satélite publicadas por la Estación Biológica de Doñana en internet (Figura 2.13 a Figura 2.19), donde puede verse una evolución ideal de agua en la marisma. Se refieren al mes del año en que la situación mostrada es típica, pero no pertenecen realmente al mismo año y deben tomarse sólo como orientativas (EBD-CSIC *et al.*, 2008).



Figura 2.13. Marisma seca (septiembre).

A finales de verano la marisma se encuentra completamente seca y sólo están inundadas zonas manejadas por el hombre como las dedicadas a acuicultura (margen derecha del Guadalquivir, de color azul), arrozales (margen derecha del Guadalquivir, verde intenso), regadíos (otras tonalidades de verde) y salinas (zona azul de la margen derecha). Fuente: EBD (2008).



Figura 2.14. Primeras lluvias (octubre-noviembre).

Empieza a tener agua el Arroyo de la Rocina y su continuación, es decir, la Marisma del Rocío y la parte norte del caño de la Madre de las Marismas (NO de la marisma), así como algún lucio (Membrillo al S, FAO al N). Los cultivos han sido cosechados pero permanecen verdes los pinares de los corrales dunares del litoral. Fuente: EBD (2008).



Figura 2.15. Periodo de llenado (diciembre).

El agua ha penetrado hacia el sur a través del caño de la Madre (NO) y llena también los lucios del sur. En este caso, las lluvias intensas han provocado el paso de agua del encauzamiento del Guadamar (Entremuros) al caño Travieso, a través del caño Nuevo Travieso, artificial, señalado en la imagen. Esta área permanecería seca si el llenado se debiera únicamente a lluvias. Fuente: modificado de EBD (2008).



Figura 2.16. Marisma prácticamente llena (marzo).

La marisma de Hinojos (1), Marismillas (2) y el área de las Nuevas (3) se encuentran inundadas y prácticamente conectadas. La vegetación se ha desarrollado en las zonas encharcadas de marisma y los arrozales del Norte (verde). Fuente: modificado de EBD (2008).



Figura 2.17. Marisma completamente llena (abril).

La imagen muestra la marisma excepcionalmente llena y totalmente conectada. Fuente: EBD (2008).



Figura 2.18. Periodo de vaciado (mayo).

Se reduce notablemente el área inundada y destaca la vegetación emergente de castañuela y bayunco (verde oscuro). Fuente: EBD (2008).



Figura 2.19. Principios de verano (junio).

El proceso de secado y vaciado está más avanzado y sólo quedan inundados los grandes lucios del sur (Ánsares, Membrillo), que progresivamente se irán secando hasta mostrar el aspecto de la primera imagen de la secuencia. Fuente: EBD (2008).

### 2.6.3 Volumen almacenado, área inundada y cota de agua.

Cambronero, y De Pourq (2006) estudiaron la relación teórica entre la cota de la lámina de agua, el volumen almacenado y la superficie inundada en la marisma natural de Doñana utilizando un modelo digital del terreno de la misma obtenido a partir de un vuelo láser escáner (LIDAR) con una resolución espacial de 2x2 m. Suponiendo una lámina de agua de pendiente nula y cota homogénea en toda la marisma, estimaron que a una cota de 1.0 metros sobre el nivel del mar (msnm) la marisma se puede considerar aún seca, apreciando el llenado a partir de la cota 1.3

msnm. A unos 1.5 msnm, la marisma ya se encuentra conectada, quedando prácticamente llena a la cota de 1.7 msnm. Los resultados de las relaciones cota-área inundada-volumen de este estudio se presentan en la Figura 2.20. Destaca en ellos la curva de evolución del área inundada en función de la cota de agua, que presenta varios puntos singulares. En torno a la cota de 1.2 msnm se acelera el crecimiento del área inundada con respecto a la altura de la cota de agua, lo cual puede sugerir que se rebasan los perímetros de los principales lucios y depresiones de la marisma. Este crecimiento se frena en torno a la cota 1.7 msnm, indicando la presencia de un nuevo límite a la expansión del agua que frena el incremento del área inundada con respecto a la cota, seguramente por la presencia de los muros artificiales de contención (muro de la FAO, Entremuros y Montaña del Río). Estos puntos concuerdan aproximadamente con la clasificación altimétrica de la marisma realizada por Mintegui *et al.* (2004). Ellos establecen un primer nivel altimétrico o de cotas más bajas formado por las superficies de cotas inferiores a los 1.3 msnm, compuesto por los principales lucios y caños de la marisma. El segundo nivel asciende hasta la cota de 2 msnm y comprende las áreas entre los elementos del primer nivel, el borde occidental de la marisma y el levé natural del río Guadalquivir. Por encima de 2 msnm se identifica el último nivel que incluye elementos singulares como los muros artificiales de contención, las vetas de arena y el nuevo cono de deyección del arroyo de El Partido. Estos intervalos señalan los límites superiores de estos elementos topográficos, por lo que están en consonancia con lo observado en la Figura 2.20.



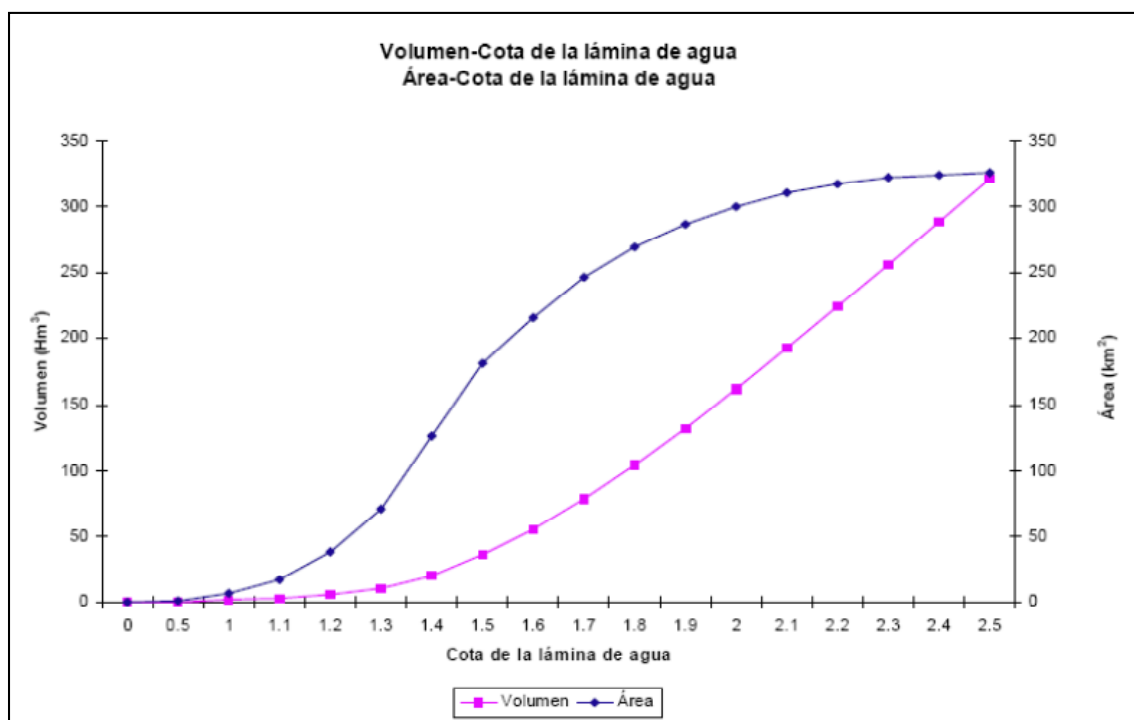


Figura 2.20. Relación entre cota de la lámina de agua, volumen almacenado y superficie inundada en la marisma de Doñana a partir del modelo digital del terreno de alta resolución. Fuente: Cambronero, G. y De Pourq, K. (2006)

Beltrán (2006) estudió también la relación entre superficie inundada y volumen de agua almacenado en la marisma de Doñana, en su caso utilizando 88 imágenes Landsat entre 1994 y 2004 y el mismo modelo digital del terreno obtenido mediante tecnología LIDAR. Para ello, asoció una cota de agua a cada mancha de inundación identificada en las imágenes satélite igual a la cota media de su perímetro y obtuvo el volumen almacenado en cada fecha como la integración de las diferencias entre la cota del agua y la del terreno en las áreas inundadas. Ajustó la siguiente relación entre el volumen de agua almacenado ( $V$ , en  $\text{m}^3$ ) y la superficie inundada ( $S$ , en  $\text{m}^2$ ) con un coeficiente de determinación  $R^2 = 0.996$ :

$$S = 7.8761431 \cdot 10^{-16} \cdot V^3 - 1.3440526 \cdot 10^{-7} \cdot V^2 + 9.1358664 \cdot V \quad (2.1)$$

Durante el periodo de estudio, el volumen máximo estimado fue de  $85.6 \text{ Hm}^3$ , que se dio el 20 de enero de 2001, con una superficie inundada de  $27\,600 \text{ ha}$  y una profundidad media de  $31 \text{ cm}$  (Figura 2.21).

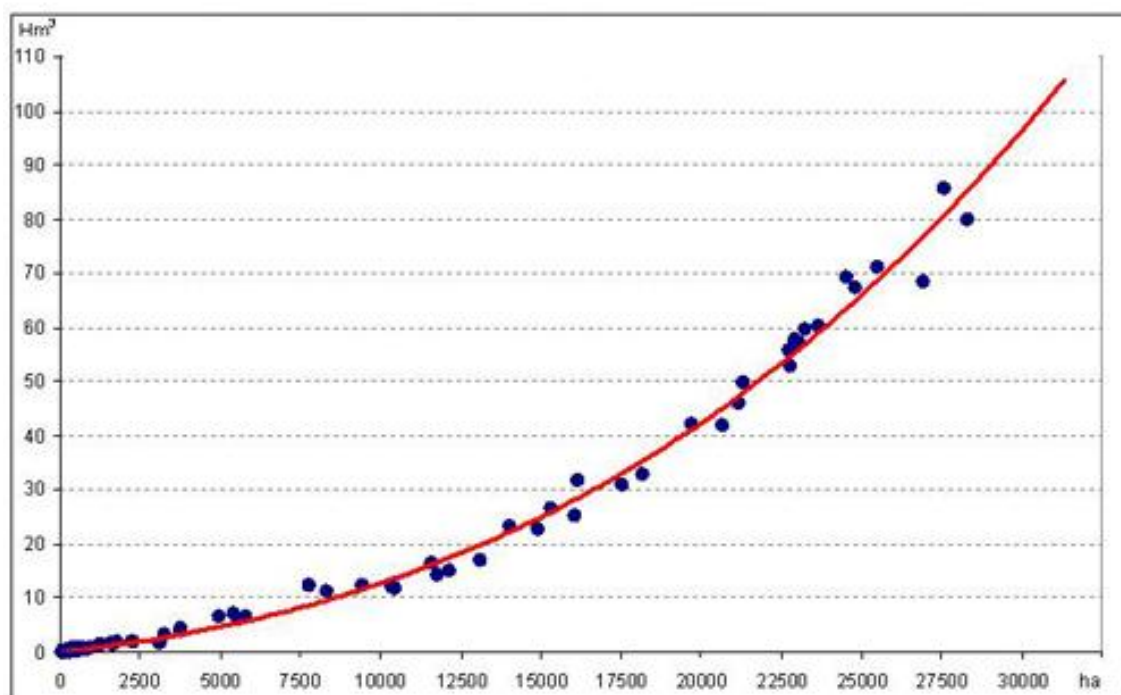


Figura 2.21. Relación entre superficie inundada y volumen de agua almacenada de la marisma de Doñana a partir de imágenes satélite. Fuente: EBD (2008).

Como se puede observar comparando las dos figuras anteriores, la coherencia entre ambos estudios es aceptable dentro del rango de superficie inundada observada por las imágenes satélite. Para una superficie máxima de inundación observada de 276000 ha, Beltrán (2006) estima un volumen almacenado de 85.6 hm<sup>3</sup> y Cambronero y de Pourq (2006) indican un volumen teórico almacenado de unos 110 hm<sup>3</sup>, que se corresponde con una cota de agua de 1.8 msnm. La diferencia existente entre las dos cifras se puede explicar por varias razones debidas a las limitaciones de ambos métodos de estimación. Por un lado, el estudio teórico de Cambronero y de Pourq (2006) sólo contempla situaciones de llenado de cotas bajas a cotas altas y lámina horizontal de agua, norma que se incumple en ocasiones por el arrastre ejercido por el viento y la entrada de caudales por escorrentía superficial a través de cotas relativamente elevadas, como los arroyos de La Rocina y El Partido por el NO de la marisma. El estudio de Beltrán (2006) permite observar estos fenómenos, lo que puede explicar una menor relación volumen/área inundada debido a la observación de láminas de agua poco profundas en estas áreas de cota elevada. No obstante, la determinación mediante imágenes satélite tiene una menor resolución espacial (30x30 m), lo que puede afectar también a la determinación de la extensión inundada. La

metodología de determinación de la extensión de la inundación, descrita por Aragonés *et al.* (2005), tiene un porcentaje de acierto global del 99% determinado por validación de dos imágenes satélite con 204 puntos de muestreo de campo. Un último aspecto a considerar, debido a la presencia de los muros artificiales a cotas superiores a 1.8 msnm, es la imposibilidad de extrapolar la relación (2.1) a mayores valores que los observados, ya que la complejidad de la topografía marismeña demuestra que la relación área-cota-volumen es cambiante.

## **2.7 Diversidad ecológica, microtopografía e hidrología superficial**

La marisma de Doñana forma parte del Gran Ecosistema Litoral de Doñana (Montes *et al.*, 1998). La riqueza de este territorio reside en su reciente formación, la participación de las dinámicas fluvial, eólica y mareal y las características climáticas. Todo ello favorece la configuración de un mosaico de hábitats dependiente del gradiente humedad-aridez, y de la combinación de sustrato (arenas o arcillas) y agua (dulce, salobre o salada), muy dinámico y cambiante en espacio y tiempo. Así se propicia la presencia de una gran diversidad de flora y fauna, en algunos casos amenazada de extinción, que ha impulsado la protección de este espacio. Algunos autores sugieren que el número de especies presentes en Doñana, sin considerar a las bacterias, es superior a 5000 (García Novo *et al.*, 2007).

Destacan entre la vegetación marismeña las comunidades de macrófitos acuáticos sumergidos (*Druppia drepanensis*, *Chara gallioides*) y flotantes (*Ranunculus peltatus*), que llegan a formar en primavera inmensos tapices sumergidos o extensiones de flores blancas sobre el agua. Sólo se desarrollan en aguas claras, y mantienen una comunidad importante de herbívoros acuáticos como patos y fochas. También destacan por su importancia ecológica los helófitos, principalmente bayuncos (*Scirpus littoralis* y *S. lacustris*) y castañuela (*Scirpus maritimus*). Finalmente, las herbáceas anuales adaptadas a la salinidad, generalmente suculentas y con coloración rojiza, colonizan los suelos salinos temporalmente inundados, pastoreados durante la época seca.

Doñana destaca por su fauna de vertebrados, que incluye algunas especies muy amenazadas como el lince ibérico, la tortuga mora, el meloncillo y especialmente las aves, como el águila imperial ibérica, focha cornuda, cerceta pardilla, morito y un largo etcétera, habiéndose avistado allí el 78% de las especies de aves europeas (García Novo *et al.*, 2007). Mucha de la avifauna

depende altamente del grado de inundación de la marisma para llevar a cabo con éxito la cría. Las marismas albergan un gran número de colonias de diversas especies de aves acuáticas y también muchas parejas de especies no coloniales, anátidas, rálidos y passeriformes. Es un enclave importante para las poblaciones de aves invernantes procedentes del norte y centro de Europa como el zampullín cuellinegro (*Podiceps nigricollis*) o el flamenco común (*Phoenicopterus ruber*), y también es utilizada por un gran número de aves migratorias como zona de reposo en su viaje. Destacan entre ellas las limícolas, especies que suelen invernar en la costa atlántica africana como chorlitejos y achibebes.

La zona está considerada como una de las áreas importantes para anfibios y reptiles de España. La ictiofauna, menos conocida, se encuentra empobrecida por la modificación de su hábitat y la incidencia de especies exóticas o introducidas. La fauna de invertebrados es también poco conocida, exceptuando especies que han recibido especial dedicación investigadora por su repercusión en el sistema, como el cangrejo rojo americano (*Procambarus clarkii*), organismo alóctono llegado en los años setenta del siglo XX.

El ecosistema acuático conocido como *marisma de aguas claras* (Montes *et al.*, 1998; Saura Martínez, 2001) se caracteriza por desarrollarse en un medio sin finos en suspensión, con una gran eficacia en la metabolización de los nutrientes disponibles vía macrófitos acuáticos y aguas transparentes características. Sin embargo las actuaciones antrópicas sobre el sistema amenazan este estado. Como se ha comentado anteriormente, los aportes fluviales han disminuido y no son capaces de alargar como antes el llenado de la marisma. Además estos aportes se producen de manera más rápida y pulsante en años húmedos debido a la canalización e inestabilidad de cauces vertientes, introduciendo una mayor cantidad de material sólido. El resultado se conoce como *marisma de aguas turbias*, con una gran cantidad de finos en suspensión en invierno, elevada turbidez, ausencia de macrófitos sumergidos y flotantes, elevada disponibilidad de nutrientes, proliferación de fitoplancton en primavera, baja biodiversidad y simplificación generalizada del sistema.

En lo que respecta estrictamente al ámbito marismeño, es de gran importancia la microtopografía como elemento regulador de la distribución espacial y temporal de agua y seres vivos. La cantidad, calidad y duración de la inundación determinan la distribución de las comunidades vegetales que sustentan los ecosistemas marismeños. Sin hacer una enumeración exhaustiva, se pueden diferenciar los diferentes ambientes en función de estas formaciones (Ramos, 2002):



- Lucios: macrófitos acuáticos en periodos de inundación y heliófitos.
- Caños y quebradas: generalmente colonizados por grandes extensiones de heliófitos como la Castañuela (*Scirpus maritimus*), característica de la marisma de cota media.
- Paciles y vetas: vegetación que soporta sólo breves periodos de inundación. Está constituida por quenopodiáceas halófitas y gramíneas, dominando el almajo común (*Arthrocnenum macrostachyum*) y el almajo dulce (*Suaeda vera*).

Mintegui *et al.* (2004) estudiaron la distribución altitudinal de agrupaciones vegetales en la marisma en el periodo 1995-1998. Aunque se trató de años extraordinariamente húmedos y esto puede limitar la extrapolación de los resultados, verificaron la relación entre cota y vegetación ocupante para las siguientes formaciones, en altitud decreciente: 1) almajar, 2) almajar mixto y junquillar negro, 3) castañuelar, 4) bayuncar halófilo y 5) desierto en la marisma salina. Las distribuciones estudiadas por estos autores se muestran en la Figura 2.22.

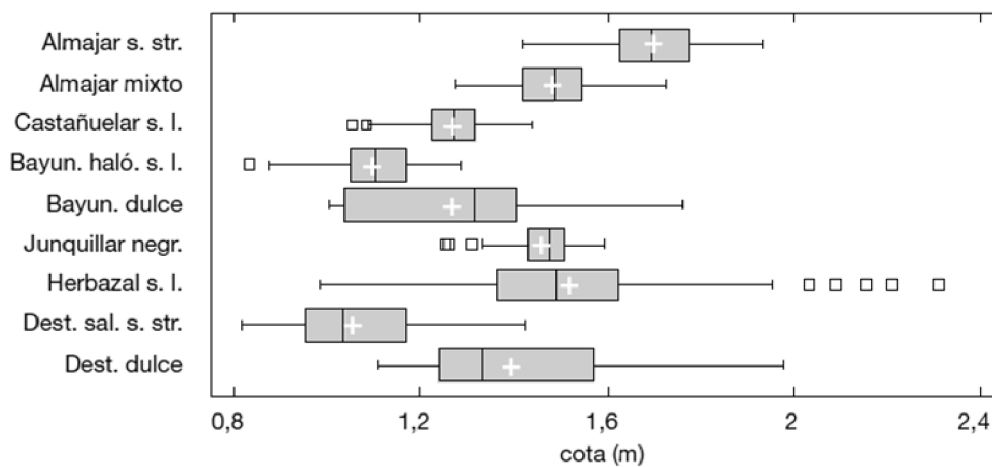


Figura 2.22. Diagrama comparativo entre las distintas agrupaciones vegetales y la cota del terreno obtenido por Mintegui *et al.* (2004).

Los cambios producidos en la hidrología de las marismas afectan por tanto a las condiciones de inundación y la distribución de las comunidades vegetales, cuyos efectos se han empezado a documentar en la extensión de las formaciones vegetales y en la presencia de fauna asociada. El Equipo de Seguimiento de Procesos Naturales de la Estación Biológica de Doñana del CSIC ha

documentado la evolución de la extensión de las formaciones vegetales entre 1990 y 2004 en la marisma (EBD-CSIC, 2011). Destacan, por su importancia en relación a la superficie total, la disminución de las formaciones de bayunco, candilejo y áreas no vegetadas, que aproximadamente ocupaban cada una un 20% de la marisma en 1990 y se han visto reducidas en un 59, 80 y 21% respectivamente. Las formaciones que han avanzado son, principalmente, el castañuelar en sustitución del bayuncar y del juncar, y el almajar en lugar del candilejar. Algunas áreas no vegetadas, especialmente en el borde suroccidental de la marisma, han sido colonizadas por castañuela y bayunco. En general estas sustituciones se desarrollan a favor de formaciones con menores requerimientos del grado de inundación y del hidropereodo (duración de la inundación).

Existe una considerable incertidumbre acerca de la relación entre la presencia de aves acuáticas y cambios en la limnología de los humedales que frecuentan, debido a la dificultad de contemplar todos los factores internos y externos al humedal que ejercen influencia sobre su distribución (Green y Figuerola, 2003). No obstante, la práctica desaparición de ciertas especies en la marisma de Doñana se ha relacionado con la degradación del medio acuático (Saura Martínez, 2001), como son el avetoro (*Botaurus stellaris*), el morito (*Plegadis falcinellus*), la cerceta pardilla (*Marmaronetta angustirostris*), y la malvasía (*Qxyura leucocephala*). Muchos de ellos requieren la existencia de abundantes praderas de macrófitos sumergidos y/o una duración del periodo de inundación hasta bien entrado el verano, condiciones que se veían favorecidas en el pasado por la mayor relevancia de los aportes fluviales y las condiciones de aguas claras en la marisma.

## 2.8 Referencias

ARAGONÉS, D., DÍAZ-DELGADO, R. y BUSTAMANTE, J., 2005. Tratamiento de una serie temporal larga de imágenes Landsat para la cartografía de la inundación histórica de las marismas de Doñana. En: M. ARBELÓ, A. GONZÁLEZ y J.C. PÉREZ (eds.). *Teledetección. Avances en la Observación de la Tierra. Actas XI Congreso Nacional de Teledetección*, 2005, Sociedad Española de Teledetección, p. 407-410.

BAYÁN, B.J. y DOLZ, J., 1995. Las aguas superficiales y la marisma del Parque Nacional de Doñana. *Revista de Obras Públicas*, 142(3340), p. 17-29.

BELTRÁN, M., 2006. *Development of water balance models of Doñana marshes using remote sensing determination of their flood extent*. Dir: J. Sue y J. Bustamante. MSc Thesis. Cranfield University, Silsoe, Institute of Water and the Environment.

CAMBRONERO, G. y DE POURQ, K., 2006. *Modelo Digital del Terreno de la Marisma de Doñana obtenido a partir de un vuelo láser escáner (LIDAR)*. Barcelona: Grupo de Investigación Flumen, E.T.S. d'Enginyers de Camins Canals i Ports de la Universitat Politècnica de Catalunya.

CONSEJERÍA DE MEDIO AMBIENTE. Temperaturas medias anuales en Andalucía. En: Junta de Andalucía. *Estadística de climatología medioambiental en Andalucía*, 2006 [Consulta: octubre, 2008]. Disponible en: <[www.juntadeandalucia.es/medioambiente](http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente)>.

CUSTODIO, E., DOLZ, J. y MANZANO, M., 2006. *Recursos de agua de la comarca de Doñana*. Almonte, Huelva: Fundación Doñana 21.

CUSTODIO, E., MANZANO, M. y MONTES, C., 2008. Perspectiva general del papel y gestión de las aguas subterráneas en el área de doñana, sudoeste de España. *Boletín Geológico y Minero*, 119(1), p. 81-92.

CUSTODIO, E. y PALANCAR, M., 1995. Las aguas subterráneas en doñana. *Revista de obras públicas*, 142(3340), p. 31-53.

DINGMAN, L.S., 1994. *Physical hydrology*. New York: Macmillan Publishing Company.

DOLZ, J. y VELASCO, E., 1990. *Análisis cualitativo de las cuencas vertientes al Parque Nacional de Doñana*. Informe de la Sección de Ingeniería Hidráulica e Hidrológica, Departamento de Ingeniería Hidráulica, Marítima y Ambiental. Barcelona: Universidad Politècnica de Catalunya.

EBD-CSIC. Seguimiento de Procesos y Recursos Naturales del Parque Nacional de Doñana. Subprograma 2 - El Medio Biológico. Resultados Dinámica Vegetación Marisma. En: Estación Biológica de Doñana, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. *Reserva Biológica de Doñana*, 2011 [Consulta: Diciembre, 2011]. Disponible en: <<http://www-rbd.ebd.csic.es/Seguimiento/mediobiologico.htm>>.

EBD-CSIC, FUNDACIÓN BBVA y FUNDACIÓN FIDETIA. Hidrología de Doñana. En: Consejo Superior de Investigaciones Científicas. *Cuadernos de Campo de Doñana*, 2008 [Consulta: 01/10, 2008]. Disponible en: <<http://www.cuadernosdecampo.es>>.

GARCÍA DE PEDRAZA, L. y REIJA GARRIDO, A., 1994. *Tiempo y clima en España: meteorología de las autonomías*. Madrid: Dossat.

GARCÍA NOVO, F., MARTÍN VICENTE, Á., y TOJA SANTILLANA, J., 2007. *La frontera de Doñana*. Sevilla: Universidad de Sevilla.

GASCÓ, C., ANTÓN, M.P., POZUELO, M., CLEMENTE, L., RODRÍGUEZ, A., YAÑEZ, C., GONZÁLEZ, A. y MERAL, J., 2006. Distribution and inventories of fallout radionuclides (<sup>239+240</sup>Pu, <sup>137</sup>Cs) and <sup>210</sup>Pb to study the filling velocity of salt marshes in Doñana National Park (Spain). *Journal of environmental radioactivity*, 89(2), p. 159-71.

GONZÁLEZ ALONSO, J.E., 2000. *Las precipitaciones máximas en 24 horas y sus periodos de retorno en España :un estudio por regiones*. Madrid: Instituto Nacional de Meteorología. Ministerio de Medio Ambiente.

GREEN, A. y FIGUEROLA, J., 2003. Aves acuáticas como bioindicadores en los humedales. En: M. PARACUELLOS (ed.), *Ecología, manejo y conservación de los humedales*. Almería: Instituto de Estudios Almerienses (Diputación de Almería).

JUNTA DE ANDALUCÍA, (2005). Decreto 97/2005, de 11 de abril, por el que se establece la ordenación del Parque Nacional y Parque Natural de Doñana.

MANZANO, M. y CUSTODIO, E., 2007. Las aguas subterráneas en Doñana y su valor ecológico. *Enseñanza de las ciencias de la tierra*, 15(3), p. 305-316.

MANZANO, M., CUSTODIO, E., HIGUERAS, H., PUIG, R. y SOLER, A., 2009. Influencia de la gestión del acuífero sobre los humedales del manto eólico de Doñana. *Boletín geológico y minero*, 120(3), p. 377-392.

MARTÍN MACHUCA, M., LÓPEZ GETA, J.A., LÓPEZ VÍLCHEZ, L., MANTECÓN GÓMEZ, R., CANTOS ROBLES, R. y COLETO FIAÑO, I., 1992. *Hidrogeología del Parque Nacional de Doñana y su entorno*. Madrid: Instituto Tecnológico Geominero de España.

MARTÍN VIDE, J. y OLCINA CANTOS, J., 2001. *Climas y tiempos de España*. Madrid: Alianza Editorial.

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE, 2008. El Ministerio invierte más de 127 millones de euros en el mayor trabajo de restauración hidroecológica de Europa. *Nota de prensa del 03 de febrero de 2008*.

MINTEGUI, J.A., ROBREDO, J.C. y GARCÍA, J.I., 2004. Importancia de los trabajos de campo en la confección del modelo del terreno para aplicaciones en ecología. *Investigación Agraria: Sistemas y Recursos Forestales*, Fuera de serie, p. 164-175.

MONTES, C., BORJA, F., BRAVO, M.A. y MOREIRA, J.M., 1998. *Reconocimiento biofísico de espacios naturales protegidos. Doñana: una aproximación ecosistémica*. Sevilla: Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía.

PALOMARES, A.M., 2002. *Caracterización del régimen de vientos y desarrollo de un modelo de predicción eólica a escala local en el Estrecho de Gibraltar*. Dir: A. E. Zurita. Memoria para optar al grado de Doctor. Universidad Complutense, Servicio de Publicaciones (Facultad de Ciencias Físicas).

RAMOS, B., 2002. Ecosistemas. *Parque Nacional de Doñana*. Talavera de la Reina, Toledo: Canseco Editores, p. 69-108.

RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A., CÁCERES, L.M., RODRIGUEZ VIDAL, J. y CANTANO, M., 2000. Relación entre clima y génesis de crestas/surcos de playa en los últimos cuarenta años (Huelva, Golfo de Cádiz). *Cuaternario y Geomorfología*, 14(3-4), p. 109-113.

RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A., CLEMENTE SALAS, L., YAÑEZ CAMACHO, C., GASCÓ, C. y ANTÓN, M.P., 2005. Colmatación natural y antrópica de las marismas del Parque Nacional de Doñana. *Cuaternario y geomorfología*, 19(3), p. 37-48.

RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A., RUIZ, F., CÁCERES, L.M., RODRÍGUEZ-VIDAL, J., PINO, R. y MUÑOZ, J.M., 2003. Analysis of the recent storm record in the southwestern Spanish coast: implications for littoral management. *The Science of the total environment*, 303(3), p. 189-201.

SÁNCHEZ JUNY, M., 1991. *Model de distribució espacial de pluges de diseny. Aplicació a l'entorn de Doñana i les seves conques vessants* Dir: J. Dolz y E. Velasco. Tesina d'especialitat de la E.T.S. d'Enginyers de Camins, Canals i Ports de Barcelona.

SAURA MARTÍNEZ, J., 2001. *Documento marco para el desarrollo del Proyecto Doñana 2005 : regeneración hídrica de las cuencas y cauces vertientes a las marismas del Parque Nacional de Doñana*. Madrid: Ministerio de Medio Ambiente.

SILJESTRÖM, P., CLEMENTE, L. y RODRIGUEZ-RAMIREZ, A., 2002. Clima. En: V. GARCÍA CANSECO (ed.), *Parque Nacional de Doñana*. Talavera de la Reina: Canseco Editores, p. 43-56.

SUSO, J. y LLAMAS, M.R., 1993. Influence of Groundwater Development on the Donana-National-Park Ecosystems (Spain). *Journal of Hydrology*, 141(1-4), p. 239-269.

URDIALES, C., GARCÍA, D., VALERO, A. y FERNÁNDEZ, J.M., 2010. Seguimiento de la inundación en la marisma de Doñana: resultados del ciclo 2009/2010 y efecto del dique de la Montaña del Río en el proceso de inundación. En: J. OJEDA, M.F. PITA y I. VALLEJO (eds.), *Tecnologías de la Información Geográfica: La Información Geográfica al servicio de los ciudadanos*. Sevilla: Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Sevilla, p. 1146-1156.

USACE, 2003. *Coastal Engineering Manual - Part II, Chapter 2: Meteorology and wave climate*. EM 1110-2-1100. U.S. Army Corps of Engineers.



### **CAPÍTULO 3**

---

## **FUNDAMENTOS DEL BALANCE TÉRMICO SOBRE UNA SUPERFICIE DE AGUA**





### 3.1 Introducción

La temperatura es un parámetro esencial para contextualizar y comprender los procesos físicos y biológicos que tienen lugar en las masas de agua. El balance térmico superficial de los ambientes acuáticos determina los regímenes de radiación y temperatura, el transporte de agua, el crecimiento vegetal y la productividad de sus ecosistemas (Wetzel, 1975). La importancia de este balance no sólo reside en la profundización del conocimiento limnológico de los ecosistemas acuáticos continentales, sino que tiene importantes repercusiones sobre su gestión hídrica, ya que los balances superficiales de agua y calor están conectados a través del componente común de evaporación.

#### 3.1.1 Esquema general

El balance térmico superficial sobre la masa de agua se define por los flujos térmicos que lo componen o cantidades de calor que atraviesan por unidad de tiempo una superficie unitaria en dirección vertical, expresados según el Sistema Internacional de Unidades en  $\text{J s}^{-1} \text{m}^{-2}$  o  $\text{W m}^{-2}$ . En base al principio de conservación de la energía, el balance térmico de una columna de agua por unidad de área en ausencia de advección o entrada y salida horizontal de flujos de calor se define como (Arya, 2001)

$$S = R_N - \lambda E - H - G \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (3.1)$$

donde  $S$  es el cambio en el contenido de calor por unidad de tiempo y unidad de área aplicado a la columna de agua en su total profundidad,  $R_N$  es el balance de radiación neta en superficie de cualquier longitud de onda,  $\lambda E$  el flujo de calor latente intercambiado con la atmósfera por cambios de estado del agua (perdido por evaporación o ganado por condensación),  $H$  el flujo de calor sensible intercambiado por contacto con la atmósfera y  $G$  el flujo de calor transmitido hacia el sedimento subyacente, todos expresados en  $\text{W m}^{-2}$  bajo la convención de signos definida en la Figura 3.1. Se ignoran en este esquema otras entradas y salidas de calor consideradas de menor importancia en comparación con las anteriores, como son los flujos de calor debidos a la advección por precipitación, las reacciones bioquímicas o la conversión de energía cinética en calor. El esquema considerado en esta tesis no contempla tampoco la advección de calor en el plano horizontal por varias razones. En primer lugar, se considera que el gradiente térmico vertical en aguas extensas y poco profundas es más importante que el gradiente horizontal. En

base a la plana topografía de la marisma, se presupone un lento movimiento de agua en la misma y homogeneidad horizontal de los perfiles de temperatura y velocidad del agua. Por otro lado, los datos de campo puntuales utilizados en esta tesis impiden la consideración de la dimensión horizontal, y el corto intervalo de tiempo entre medidas (diez minutos) está en gran parte enfocado al estudio de los procesos a corta escala temporal, en la que predominan las interacciones agua-atmósfera como consecuencia del ciclo diurno de radiación solar.

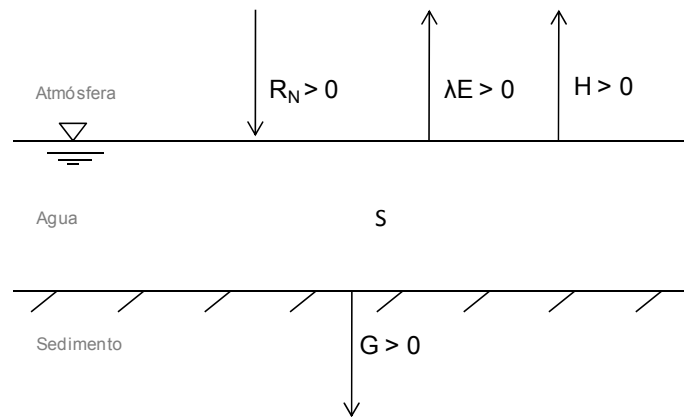


Figura 3.1. Componentes del balance térmico superficial.

Los principales factores que determinan la temperatura durante el día en aguas naturales poco profundas son la radiación incidente (solar de onda corta y atmosférica de onda larga), la temperatura del aire y la velocidad del viento (Jacobs *et al.*, 1997). La radiación de onda larga es absorbida en la superficie de la masa de agua, igual que gran parte de la radiación de onda corta. La temperatura del agua asciende durante el día y disminuye durante la noche en respuesta a este forzamiento radiativo, y se transmite en profundidad principalmente mediante conducción y convección. Estos procesos de transmisión se ven afectados por las condiciones atmosféricas y la dinámica interna del cuerpo de agua. El viento y la turbidez, que a su vez se encuentran interrelacionados por la resuspensión de sedimento a causa del viento, afectan a la efectividad de la transmisión de calor en profundidad y a la penetración de la radiación en el agua. Durante la noche, el proceso térmico más importante es el enfriamiento por emisión de radiación de onda larga, que inicia la mezcla de la columna de agua desde su superficie.

### 3.1.2 Peculiaridades del sistema marismeo

#### 3.1.2.1 Estratificación térmica

La forma y volumen de una masa de agua determinan cómo se distribuye el calor en ella. Las masas de agua poco profundas, como las marismas, lagos someros y lagunas costeras, se caracterizan en lo referente a su comportamiento térmico por la ausencia de una estratificación persistente, debido a que los procesos de convección y turbulencia inducida por el viento afectan generalmente a la totalidad de la columna de agua (Smith, 1994). Sin embargo, se pueden desarrollar estratificaciones diurnas bien definidas, con importantes repercusiones sobre la calidad del agua. Jacobs *et al.* (1997) documentaron periodos diurnos de estratificación intensa en una masa de agua somera de reducidas dimensiones en Holanda (6 m de diámetro y 0.3-0.4 m de profundidad). El calentamiento diferencial entre los bordes y el centro de este pequeño cuerpo de agua podría causar corrientes internas convectivas, a pesar de lo cual estos autores registraron diferencias térmicas verticales de hasta 10 °C en condiciones veraniegas y de viento moderado (unos 8 m s<sup>-1</sup>). Condie y Webster (2001) encontraron una estratificación diurna con grandes diferencias térmicas verticales (unos 8 °C) en un lago somero del sudeste australiano durante el verano (1.2 m de profundidad, 50 km<sup>2</sup>).

La estratificación puede limitar la transferencia de oxígeno y otros gases disueltos a través de la columna de agua, así como influenciar los procesos químicos que tienen lugar en el sedimento (Portielje y Lijklema, 1995; Rao *et al.*, 2008). La estratificación también afecta al crecimiento de algas, pudiendo favorecer especies con capacidad de regulación de la flotación, como las cianobacterias, frente a otras que carecen de ella, como las diatomeas (Sherman y Webster, 1994). Cuando existe información sobre la frecuencia de mezcla y el aporte de nutrientes desde el sedimento, se pueden incluso predecir las especies de algas dominantes. Por ejemplo, Reynolds (1994) estableció la prevalencia del picoplancton (con tamaño de 0.2 a 2 µm) en ambientes que se mezclan a escalas temporales de cientos a miles de segundos donde el aporte de nutrientes es bajo, y la de mayores organismos en el caso de aumentar la disponibilidad de luz o de nutrientes. MacIntyre (1998) observó una transición de picoplancton a diatomeas, de mayor tamaño y densidad, tras un evento tormentoso en el lago Biwa, en Japón (cubeta sur, 3.5 m de profundidad media). Gracias a la mezcla diaria de la columna de agua, las diatomeas eran resuspendidas y podían satisfacer sus requerimientos de luz.

En cuerpos de agua someros del ámbito mediterráneo las dinámicas limnológicas pueden ser excepcionalmente complejas debido a que se suman la alta sensibilidad de estos sistemas al forzamiento meteorológico y la variabilidad propia del clima. El grado de estabilidad de la columna de agua y las condiciones térmicas se han visto en gran parte responsables de la dinámica de la población planctónica en lagunas costeras mediterráneas, lo cual se ha relacionado con el desarrollo de tapices de macrófitos sumergidos por la ocurrencia de fases de aguas claras (Moreno-Ostos *et al.*, 2007). En la marisma de Doñana, la biomasa de macrófitos sumergidos supera en términos medios a las de plantas emergentes y flotantes durante los periodos de máxima inundación y producción vegetal, y constituyen uno de los principales contribuyentes a la producción primaria global (Duarte *et al.*, 1990).

#### 3.1.2.2 Almacenamiento de calor

Debido a la limitación que supone la poca profundidad para la capacidad de almacenamiento de calor de una masa de agua por unidad de área, estos sistemas tienden a intensificar los ciclos de temperatura con respecto, por ejemplo, a un lago con capacidad de transmitir calor a capas de agua profundas. Esto supone el desarrollo de una rápida respuesta térmica al forzamiento meteorológico y la alteración de las relaciones entre flujos térmicos con respecto a ambientes acuáticos de mayor profundidad.

La rápida respuesta térmica de las aguas poco profundas al forzamiento atmosférico se traduce en una alta relevancia de la escala temporal corta (inferior al día) en la evaluación del cambio en el contenido de calor del agua. En consecuencia, son frecuentes las intensidades máximas horarias del flujo de calor absorbido por unidad de área del orden de  $500 \text{ W m}^{-2}$ , y pérdidas nocturnas de calor continuas en torno a  $-200 \text{ W m}^{-2}$ , magnitudes comparables a las del balance de radiación. Como consecuencia de la limitada capacidad de la columna de agua poco profunda de almacenar calor, estos valores se contrarrestan y pueden ver drásticamente reducidos a intervalos de cálculo diarios y mayores. Burba *et al.* (1999a) estudiaron este efecto en una superficie de agua libre de una marisma en Nebraska (EE.UU.), de 1 a 2.3 m de profundidad. Obtuvieron intensidades medias absolutas de  $S$  a intervalos de cálculo de 30 min en torno a  $130 \text{ W m}^{-2}$ , que se reducían a un rango de  $-76$  a  $60 \text{ W m}^{-2}$  para intervalos de cálculo diarios, y al rango de  $-7$  a  $14 \text{ W m}^{-2}$  para intervalos de cálculo mensuales. No observaron un patrón estacional, pero su estudio sólo se desarrolló durante 100 días entre los meses de junio y septiembre, por lo que es posible que la duración total fuera insuficiente.

En una masa de agua de considerable profundidad, la radiación solar absorbida y transmitida a capas profundas no se encuentra directamente disponible para los procesos de evaporación o intercambio de calor sensible con la atmósfera y el sedimento. Esta energía almacenada resulta generalmente en un retraso de la máxima temperatura superficial y de la evaporación con respecto al de radiación (Jensen, 2010). En masas de agua poco profundas, Panin *et al.* (2006) estimaron una infravaloración de los flujos de intercambio de calor latente y calor sensible con la atmósfera por medio de modelos aerodinámicos de interacción aire-agua desarrollados para océanos y grandes masas de agua de hasta un 20%, y desarrollaron una corrección para ellos en función de la profundidad y de la rugosidad superficial.

### 3.1.2.3 Influencia del sedimento

Las interacciones agua-sedimento pueden ser más importantes en el funcionamiento limnológico de ambientes acuáticos poco profundos con respecto a otros sistemas, debido a la pequeña relación entre volumen de agua y superficie de la cubeta (Álvarez Cobelas *et al.*, 2005). Generalmente, si se puede ignorar la advección de calor en el sedimento procedente de fuentes artificiales y geotérmicas, el comportamiento térmico del sedimento consiste en almacenar el calor en las horas centrales del día y cederlo al agua durante la tarde-noche, cuando agua y lecho son las principales fuentes de calor del sistema (Oke, 1987). Sin embargo, la importancia de este término en el balance térmico global es característica de cada medio, pudiendo darse el caso de no ser relevante debido, por ejemplo, a la presencia de un tapiz de macrófitos sumergidos (e.g., Rodríguez-Rodríguez y Moreno-Ostos, 2006).

Otro tipo de interacción con el sedimento favorecida en aguas poco profundas es la resuspensión de sólidos por efecto del viento. Los episodios de turbidez así generados pueden alterar el comportamiento térmico de la columna de agua, dificultando la penetración de la radiación solar y favoreciendo la estratificación térmica. Rose y Chapman (1968) estudiaron el comportamiento térmico de masas de agua artificiales de poca profundidad y diferente grado de turbidez sometidas al ciclo de radiación solar diurno. Encontraron un retraso de la temperatura máxima diaria en las aguas turbias con respecto a las claras del orden de 1 h y un gradiente en profundidad durante el día en las aguas turbias, ausente en las claras, de hasta  $0.4\text{ }^{\circ}\text{C cm}^{-1}$  en tanques de 30 cm de profundidad. Tanto en invierno como en verano observaron un aumento de la máxima temperatura superficial diaria en aguas turbias con respecto a las claras de unos  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

#### 3.1.2.4 Vegetación

Los cuerpos de agua poco profundos pueden presentar diversos tipos de vegetación que, a la vez, dependen de y tienen un efecto sobre las condiciones de calidad y el comportamiento térmico del agua. La presencia de macrófitos sumergidos, flotantes y emergentes afecta a los regímenes de radiación, estratificación térmica y los procesos de intercambio de calor y materia con el sedimento.

La presencia de vegetación acuática reduce la turbidez del agua mediante una doble conexión. Por un lado, el enraizamiento de macrófitos sumergidos y emergentes estabiliza el lecho y reduce la resuspensión de sedimento a través de su consolidación. A ello se suma la resistencia que ejercen sus estructuras sumergidas frente al movimiento turbulento en la columna de agua, favoreciendo la sedimentación frente a la resuspensión. El efecto del viento sobre la turbidez del agua depende también de la presencia de macrófitos, reduciéndose e incluso anulándose estacionalmente en función de la etapa de crecimiento y la densidad de la vegetación (Scheffer, 1998; Herb y Stefan, 2004). Por otro lado, la presencia de vegetación puede reducir el componente biótico de la turbidez, al dificultar el crecimiento del fitoplancton reduciendo la disponibilidad de nutrientes y proporcionando refugio al zooplancton, que se alimenta de aquél (Nurminen, 2003). En sentido inverso, los macrófitos requieren unas condiciones lumínicas mínimas para su desarrollo, y la persistencia de situaciones de alta turbidez puede dificultar su crecimiento.

Los macrófitos emergentes y flotantes ejercen sombra sobre la superficie del agua, reduciendo el flujo entrante de radiación solar, que es la principal entrada de calor en el sistema, y modificando el ambiente lumínico bajo en que se desarrollan otros organismos fotosintéticos en la columna de agua. La vegetación sumergida impide por su parte que la radiación solar alcance el sedimento, y dificulta la transmisión de calor por conducción al mismo. Cuando la vegetación sumergida alcanza alturas cercanas a la superficie, la conversión de radiación solar incidente en calor en sus tejidos puede favorecer también la estratificación térmica de la columna de agua (Chimney *et al.*, 2006).

La vegetación dificulta el proceso de mezcla vertical de la columna de agua originado por el arrastre del viento. Herb y Stefan (2004) desarrollaron un estudio comparativo de la estratificación térmica diurna en un lago poco profundo en Minnessotta, EE.UU (1.8-2.2 m de

profundidad), en presencia de diferente grado de vegetación sumergida (*Elodea canadensis*). Sus observaciones muestran una reducción significativa de los procesos de mezcla originados por el viento cuando la vegetación ocupa la totalidad de la columna de agua frente a la ocupación parcial (0.7 m de altura). Las áreas más vegetadas presentan en su caso una estratificación más pronunciada y mayores temperaturas superficiales del agua. No encontraron, sin embargo, diferencias respecto a la mezcla nocturna originada por enfriamiento superficial radiativo. Por medio de simulaciones numéricas determinaron que el grado de estratificación en las áreas más vegetadas (profundidad de la capa superficial de mezcla y temperatura superficial máxima diaria) dependía en gran medida de la morfología de la vegetación, evaluada mediante un coeficiente de disipación de la energía cinética. Es muy posible, por tanto, que existan diferencias importantes entre el comportamiento térmico de este tipo de ambientes en función de la densidad y la tipología de las comunidades vegetales presentes. Chimney *et al.* (2006) documentaron marcadas diferencias en los patrones de estratificación vertical en función de la presencia y estructura de la vegetación acuática en humedales construidos (Everglades Nutrient Removal Project, Florida, EE.UU.). En base a 141 perfiles verticales de medición de variables físico-químicas, establecieron las principales diferencias entre ambientes con vegetación acuática sumergida, emergente, flotante y sin vegetación. La máxima y mínima estratificación se atribuyeron, respectivamente, a los ambientes de vegetación sumergida y agua libre, con valores intermedios para las zonas de vegetación emergente y flotante. Zonas con presencia de vegetación emergente (*Thypha latifolia*, *Thypha dominugensis*) mostraron una atenuación del ciclo diurno de temperatura en profundidad y una mayor frecuencia de inversiones térmicas en la columna de agua con respecto a áreas no vegetadas.

## 3.2 Componentes del balance térmico

### 3.2.1 Absorción y liberación de calor por parte del agua

La potencia calórica absorbida o emitida por unidad de superficie en la columna de agua ( $S$ ) es el resultado del balance (3.1) y se puede obtener a partir de la evolución temporal de su temperatura

$$S = \int_0^h \frac{\Delta T_w \rho_w C_w}{\Delta t} dy \quad (3.2)$$

donde  $h$  representa el calado (m),  $\Delta T_w$  es el incremento de temperatura del agua ( $^{\circ}\text{C}$  o K) ocurrido en el intervalo de tiempo  $\Delta t$  (s) en una capa situada a una distancia  $y$  del suelo,  $\rho_w$  es la densidad del agua ( $1000 \text{ kg m}^{-3}$ ) y  $c_w$  el calor específico del agua ( $4187 \text{ J } ^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ).  $S$  puede tomar altos valores a escala temporal corta. Rose y Chapman (1968) registraron intensidades máximas de  $S$  del orden de  $500 \text{ W m}^{-2}$  en tanques de 30 cm de profundidad, de similar intensidad a las encontradas por Burba *et al.* (1999a) en una lámina de agua libre de una marisma de Nebraska, Estados Unidos (1 m de profundidad media). En este último estudio,  $S$  resultó consumir entre el 50 y el 65% de la radiación neta diaria y ser una fuente importante de calor en la noche.

### 3.2.2 Balance de radiación

El flujo neto de radiación sobre la superficie de agua es el resultado de un balance parcial en el que están involucrados componentes de onda larga y de onda corta [ecuación (3.3)]. El espectro de interés en el balance de radiación superficial comprende aproximadamente el rango de longitudes de onda entre 0.1 y 100  $\mu\text{m}$ , del que la radiación visible representa la porción entre los 0.4 y 0.7  $\mu\text{m}$ . El flujo de radiación se define como la energía radiante, integrando todas las longitudes de onda, recibido o emitido por unidad de superficie y unidad de tiempo. La división entre flujos de radiación de onda larga y onda corta se debe a los diferentes espectros de emisión terrestre y solar que, en correspondencia con sus temperaturas, emiten en rangos espectrales prácticamente desconectados (Figura 3.2). Durante el día, el balance neto de radiación se dirige a la superficie, siendo el componente dominante la radiación solar incidente de onda corta. Por la noche, el sentido de este balance es el contrario y presenta menor intensidad, únicamente con presencia de flujos de radiación de onda larga de origen terrestre. El balance de radiación en superficie queda definido por la expresión

$$R_N = R_{si}(1 - \alpha_c) + R_{ai}(1 - \alpha_L) - R_w \quad (3.3)$$

donde  $R_{si}$  es la radiación solar de onda corta incidente,  $R_{ai}$  es la radiación de onda larga atmosférica incidente,  $\alpha_c$  y  $\alpha_L$  son los albedos o reflectividades de radiación de onda corta y onda larga respectivamente, y  $R_w$  la radiación térmica de onda larga emitida por la superficie. Del mismo modo que define la Figura 3.1 para el balance térmico global, los componentes del balance de radiación se consideran positivos cuando inciden en la superficie y negativos cuando emergen de ella.



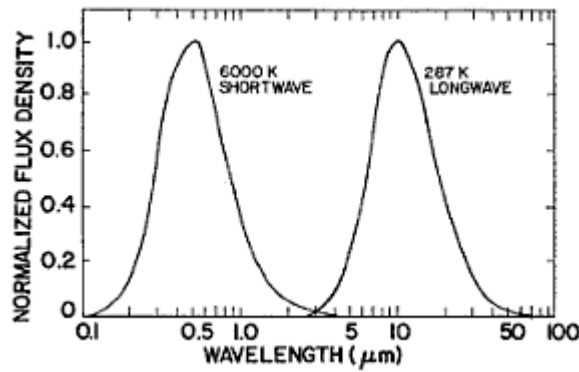


Figura 3.2. Espectros de emisión solar (“shortwave”) y terrestre (“longwave”) normalizados por la máxima intensidad, calculados a partir de sus temperaturas radiativas o equivalentes a las de un cuerpo negro. Fuente: Arya (2001)

### 3.2.2.1 Radiación solar incidente

La constante solar ( $G_{sc}$ ) se define como la intensidad de flujo de radiación solar que incide perpendicularmente sobre el límite externo de la atmósfera terrestre cuando la Tierra y el Sol se encuentran a su distancia media, y ha sido evaluada en una intensidad de  $1368 \text{ W m}^{-2}$  (Arya, 2001). Sobre un lugar determinado, la radiación solar extraterrestre o incidente en el límite exterior de la atmósfera ( $R_{ext}$ ) viene determinada por la constante solar modulada en función de la distancia real al Sol y del ángulo de incidencia, que a su vez depende de la latitud, la época del año y la hora del día. Este flujo de radiación se puede estimar mediante la expresión (Allen, 1996)

$$R_{ext} = \frac{12}{\Delta t \pi} G_{sc} d_r [(\omega_2 - \omega_1) \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta (\sin \omega_2 - \sin \omega_1)] \quad (3.4)$$

donde  $R_{ext}$  se expresa en  $\text{W m}^{-2}$ ,  $\Delta t$  es el intervalo de cálculo (h),  $d_r$  el factor de distancia Tierra-Sol,  $\omega_1$  y  $\omega_2$  los ángulos solares al comienzo y final del periodo (rad), respectivamente,  $\delta$  la declinación solar (rad) y  $\varphi$  la latitud (rad).

El factor  $d_r$  y la declinación solar  $\delta$  se calculan en función del día del año  $J$  (e.g., el día 1 de enero corresponde a  $J=1$ ):

$$d_r = 1 + 0.033 \cos \left( \frac{2\pi}{365} J \right) \quad (3.5)$$

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365}J - 1.39\right) \quad (3.6)$$

Los ángulos solares  $\omega_1$  y  $\omega_2$  se calculan de la siguiente manera

$$\omega_1 = \omega - \frac{\pi \Delta t}{24} \quad (3.7)$$

$$\omega_2 = \omega + \frac{\pi \Delta t}{24} \quad (3.8)$$

$$\text{siendo } \omega = \frac{\pi}{12} \{[t + 0.06667(L_z - L_m) + S_c] - 12\} \quad (3.9)$$

donde  $t$  es la hora estándar a mitad del periodo  $\Delta t$  (h),  $L_z$  es la longitud de referencia de hora local (grados oeste de Greenwich, Inglaterra),  $L_m$  es la longitud del punto de medida (grados oeste de Greenwich, Inglaterra) y  $S_c$  es la siguiente corrección estacional de la hora solar (h), en función del día del año:

$$S_c = 0.1645 \sin(2b) - 0.1255 \cos(b) - 0.025 \sin(b) \quad (3.10)$$

$$b = \frac{2\pi(J-81)}{364} \quad (3.11)$$

La intensidad real de la radiación solar incidente sobre la superficie terrestre ( $R_{si}$ ) depende de la dispersión, reflexión y absorción experimentadas por el flujo de radiación  $R_{ext}$  en su paso a través de la atmósfera. Los gases atmosféricos, principalmente oxígeno, ozono, dióxido de carbono, vapor de agua y óxidos de nitrógeno, absorben radiación solar de determinadas longitudes de onda. A ello se suma la turbidez atmosférica, referida a cualquier causa de reducción de la transparencia de la atmósfera a la radiación solar excluyendo la nubosidad, y debida principalmente a la presencia de partículas sólidas de origen natural (incendios, erosión eólica, spray marino, etc.) o antropogénico (aerosoles). Bajo un cielo despejado, la intensidad máxima de  $R_{si}$  supone en torno al 75% de  $R_{ext}$ , y puede reducirse hasta un 25% en condiciones de cielo cubierto (Allen *et al.*, 1998).

En términos prácticos para el balance térmico superficial, el efecto combinado de absorción y turbidez atmosférica en cielos despejados se aborda generalmente mediante la estimación de un índice de claridad o transmisividad atmosférica  $K_0$ , utilizado para definir el flujo de radiación solar incidente en superficie propio de días despejados  $R_{s0}$

$$R_{s0} = K_0 \times R_{ext} \quad (3.12)$$

Debido a la dificultad de conocer la composición exacta de la atmósfera y resolver la transmisión de radiación solar a su paso, se suelen asumir valores constantes o expresiones empíricas de  $K_0$ . Por ejemplo, Henderson-Sellers (1986) utiliza valores en el rango 0.7-0.8, y Allen *et al.* (1998) recomiendan un modelo empírico en función de la altitud  $z$  (msnm):

$$K_0 = 0.75 + (2 \times 10^{-5})z \quad (3.13)$$

La ecuación (3.13) es una simplificación obtenida por linealización de la ley de Lambert-Beer de extinción de la luz como función de la altitud, suponiendo un ángulo solar medio de  $50^\circ$ , una altitud inferior a los 6000 msnm y baja turbidez atmosférica. Otros autores (e.g., Crawford y Duchon, 1999) utilizan una expresión empírica de  $K_0$  que desglosa las fuentes de extinción de la radiación solar, siendo

$$K_0 = T_R T_g T_w T_a \quad (3.14)$$

donde  $T_i$  es el coeficiente de transmisividad relativo a la dispersión de Rayleigh ( $R$ ), absorción por gases permanentes ( $g$ ), absorción por vapor de agua ( $w$ ) y dispersión por aerosoles ( $a$ ).

Las medidas directas de la intensidad del flujo de radiación solar incidente en superficie mediante piranómetros integran la influencia de la nubosidad, que se puede cuantificar mediante la radiación solar incidente relativa, que es el cociente entre la radiación solar medida y la esperada en días claros ( $R_{si}/R_{s0}$ ). Este ratio puede variar entre 0.33 (día cubierto) y 1 (cielo despejado) (Allen *et al.*, 1998). En ausencia de estas medidas, se puede utilizar una función de la cubierta nubosa fraccional  $c$ , generalmente registrada en observatorios meteorológicos, o de la duración relativa de horas de sol  $n/N$ , registrada mediante un heliógrafo de Campbell-Stokes. En general, una función lineal o potencial de estas variables se utiliza para modular  $R_{s0}$  o  $R_{ext}$ , teniendo la última opción el beneficio de prescindir de la estimación de  $K_0$ . A modo de ejemplo, dos modelos ampliamente utilizados para obtener  $R_{si}$  en ausencia de medidas directas son los de Angstrom (Henderson-Sellers, 1986) y Reed (1977), respectivamente:

$$R_{si} = \left( a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_{ext} \quad (3.15)$$

$$R_{si} = R_{s0}(1 - 0.65c^2) \quad (3.16)$$

En el modelo de Angstrom (3.15),  $n$  es la duración real de horas de sol (h),  $N$  la duración máxima de horas de sol (h),  $a_s$  es la radiación incidente en días completamente nublados ( $W\ m^{-2}$ ) y  $a_s + b_s$  es equivalente al coeficiente de transmisividad atmosférica de días claros,  $K_0$ . Los coeficientes  $a_s$  y  $b_s$ , así como el factor y el exponente de  $c$  en (3.16), se deben ajustar a las condiciones locales del lugar de estudio. En todo caso, la medida de  $R_{si}$  por medio de piranómetros es mucho más recomendable, ya que ni la duración relativa de horas de sol ( $n/N$ ) ni la extensión relativa de la nubosidad ( $c$ ) reflejan otros factores importantes como el espesor o el tipo de nube.

### 3.2.2.2 Albedo de radiación de onda corta

El albedo superficial de onda corta  $\alpha_c$  se define como la proporción de radiación solar incidente reflejada por la superficie. La radiación solar neta o absorbida por la superficie  $R_{sn}$  queda por tanto definida como la radiación solar incidente  $R_{si}$  menos la reflejada  $R_{sr}$

$$R_{sn} = R_{si} - R_{sr} = R_{si}(1 - \alpha_c) \quad (3.17)$$

El albedo viene determinado por el ángulo de incidencia de la radiación, la longitud de onda y las cualidades de la superficie. La diferente reflectividad espectral de los materiales se manifiesta, por ejemplo, en el color con que se perciben, pero en términos cuantitativos para el balance térmico superficial se integran en un valor global referido al rango espectral de interés, que en el caso de la radiación solar es de 0.1 a 4  $\mu m$ . El albedo de una superficie de agua es característicamente bajo, evaluado en torno a 0.06-0.08 en términos medios diarios (Henderson-Sellers, 1986). A modo de comparación, valores típicos para una pradera verde, arena húmeda y nieve fresca son 0.17, 0.25 y 0.80, respectivamente (Hartmann, 1994).

La luz directa del sol se refleja en mayor medida sobre una superficie de agua cuando el sol se aproxima al horizonte, siendo el albedo muy dependiente de la altura solar para ángulos inferiores a 30°. La dependencia es tal que, en condiciones despejadas, el albedo de una superficie de agua puede aumentar de 0.04 a 0.26 en la transición de alturas solares de 70° a 10° (Hartmann, 1994). La mayoría de los modelos de estimación de  $\alpha_c$  tienen en cuenta la altura solar  $A_s$ , ya sea a efectos estacionales y/o diurnos. Un ejemplo común es el modelo empírico de Anderson (Tabla 3.1), cuyos parámetros han sido ajustados por otros autores para diferentes lugares y condiciones de nubosidad (Henderson-Sellers, 1986).

En presencia de una densa cubierta de nubosidad, la radiación solar incidente en superficie puede proceder de cualquier dirección posible con igual probabilidad, eliminando la dependencia del albedo con respecto al ángulo solar. Por este motivo, algunos modelos de estimación de  $\alpha_c$  contemplan un término de nubosidad, como el de Pivovarov (1972), o diferentes expresiones para la radiación solar incidente directa y difusa, como el de Campbell y Aarup (1989), Tabla 3.1.

La reflexión de la radiación solar directa incidente en la superficie de agua se puede calcular mediante las ecuaciones de Fresnel, que describen el comportamiento de la luz entre dos medios de diferentes índices de refracción, dividiendo el flujo incidente en dos componentes de reflexión y transmisión. Suponiendo que la luz no está polarizada, el coeficiente de reflexión o albedo  $\alpha_{\lambda,\theta}$  para un determinado ángulo de incidencia  $\theta$  y longitud de onda  $\lambda$  es

$$\alpha_{\lambda,\theta} = \frac{1}{2} \left( \frac{\sin^2(\theta-\sigma)}{\sin^2(\theta+\sigma)} + \frac{\tan^2(\theta-\sigma)}{\tan^2(\theta+\sigma)} \right) \quad (3.18)$$

donde  $\sigma$  es el ángulo de refracción, que se puede obtener de la ley de Snell, teniendo en cuenta los índices de refracción del aire y del agua para esa longitud de onda ( $n_\lambda$ )

$$n_{aire,\lambda} \sin \theta = n_{agua,\lambda} \sin \sigma \quad (3.19)$$

El cómputo de  $\alpha_\theta$  para el rango espectral completo de la radiación solar se puede realizar asumiendo índices medios de refracción para una longitud de onda representativa de 670  $\mu\text{m}$ , para la cual  $n_{aire,670} \approx 1$  y  $n_{agua,670} = 1.33$  (Burt, 1954). El coeficiente de reflexión de la radiación difusa se puede expresar como

$$\alpha_d = \int_0^{\pi/2} \alpha_\theta \sin 2\theta \, d\theta \quad (3.20)$$

donde  $\alpha_\theta$  es la fracción de radiación procedente del ángulo  $\theta$  reflejada por una superficie lisa de agua.  $\alpha_d$  ha sido evaluado numéricamente para una superficie lisa de agua en 0.066 (Burt, 1954).

Un problema de la aproximación teórica (3.19) y (3.20) es que las aguas naturales rara vez se ajustan a las hipótesis asumidas, como una superficie plana y composición pura de propiedades ópticas conocidas. Por un lado, el arrastre ejercido por el viento modifica la rugosidad superficial del agua, cuyo efecto en el albedo puede ser complejo debido a la relación no lineal mantenida con el ángulo de incidencia de la radiación. Según los análisis teóricos de Burt (1954) el albedo mantiene una correlación negativa con el aumento de rugosidad superficial para ángulos solares

pequeños y positiva para alturas solares medias (30-50°), siendo el efecto casi despreciable en el rango 10-30° y en el cénit. Los resultados experimentales de Payne en una plataforma marina (1972) revelaron un efecto leve del viento hasta  $15 \text{ m s}^{-1}$  sobre el albedo a efectos del cómputo general del balance de radiación. Según este autor, se produce una reducción media del 2% del albedo por cada  $\text{m s}^{-1}$  de incremento en la velocidad del viento en el rango de alturas solares de 17 a 25° y un efecto despreciable fuera de él.

Por otro lado, las aguas naturales pueden contener sustancias que alteren sus propiedades ópticas. En presencia de material disuelto o en suspensión de alta reflectividad, el albedo sobre una superficie de agua puede verse incrementado por un flujo de radiación emergente retrodispersado bajo la superficie del agua, flujo que típicamente es inferior al 10% de la radiación reflejada en superficie para aguas oceánicas (Paulson y Pegau, 2009). Henderson-Sellers (1986) menciona este efecto como un incremento indeterminado del albedo en lagos turbios, pero ninguno de los estudios consultados de balance térmico de aguas continentales lo tiene en cuenta.

Tabla 3.1. Modelos de estimación de  $\alpha_c$ .

Modelo	$\alpha_c$
Anderson (1954)*	$\alpha_c = 0.0523 A_s^{-0.77}$
Pivovarov (1972)	$\alpha_c = \frac{a_0}{a_0 + \sin A_s}$ $a_0 = 0.02 + 0.01(0.5 - c)\{1 - \sin[\pi(J - 81)/183]\}$
Campbell y Aarup (1989)	eq. (3.18) $\alpha_d = 0.066$

$A_s$  = Altura solar, en radianes; c = cubierta nubosa fraccional; J = día del año.

\* Coeficientes para cielo despejado según Henderson-Sellers (1986)

### 3.2.2.3 Balance de radiación de onda larga

Los flujos de radiación de onda larga en superficie se definen por analogía con un emisor gris de temperatura uniforme mediante la ley de Stefan-Boltzmann. En el caso de la radiación emitida por la superficie de agua ( $R_w$ ), se utiliza su temperatura superficial absoluta  $T_{sw}$  (K)

$$R_w = \varepsilon_w \sigma T_{sw}^4 \quad (3.21)$$

donde  $\varepsilon_w$  es la emisividad del agua (0.97) y  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzmann ( $5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ).

Aplicar la expresión (3.21) a la radiación de onda larga emitida por la atmósfera ( $R_{ai}$ ) es más complicado y requiere asumir un cierto grado de empiricismo, ya que raramente se encuentra disponible información sobre los perfiles verticales de temperatura y humedad del aire, que determinan en gran medida la emisión de radiación térmica hacia la superficie. Sin embargo, aproximadamente el 63% de  $R_{ai}$  se origina en los 100 m inferiores de la atmósfera (Schmetz *et al.*, 1986, citado por Staiger *et al.*, 2010), lo cual resulta conveniente para los modelos de  $R_{ai}$  basados en medidas superficiales. La presencia de nubes, que también emiten radiación térmica, incrementa la emisividad efectiva atmosférica, por lo que debe ser un factor a tener en cuenta en el cálculo de  $R_{ai}$ . Generalmente, el procedimiento de estimación se realiza en dos pasos, obteniendo primero la radiación térmica propia de un cielo despejado (situación señalada por el subíndice “0”), e incorporando después el efecto de la nubosidad observada.

Los modelos de estimación de la radiación atmosférica incidente de onda larga en condiciones despejadas ( $R_{ai0}$ ) tienen una forma análoga a la expresión (3.21)

$$R_{ai0} = \varepsilon_0 \sigma T_a^4 \quad (3.22)$$

donde  $\varepsilon_0$  es la emisividad efectiva del cielo despejado y  $T_a$  la temperatura del aire medida en superficie (K). Existe abundante literatura de revisión y comparación de modelos de estimación de  $\varepsilon_0$ , como los trabajos de Henderson-Sellers (1986), Iziomon *et al.* (2003), Choi (2008), Flerchinger *et al.* (2009) y Staiger y Matzarakis (2010). Algunos de los modelos más utilizados se muestran en la Tabla 3.2.

Tabla 3.2 Modelos de estimación de  $\varepsilon_0$ .

Modelo	Parámetros	Fuente
$\varepsilon_0 = a_1 + b_1 e_a^{1/2}$	$a_1=0.53; b_1=0.067$	Brunt (1932)
$\varepsilon_0 = a_2 T_a^2$	$a_2=9.19 \times 10^{-5}$	Swinbank (1963)
$\varepsilon_0 = 1 - a_3 \exp(-b_3(273 - T_a)^2)$	$a_3=0.261; b_3=7.77 \times 10^{-4}$	Idso y Jackson (1969)
$\varepsilon_0 = a_4 (e_a/T_a)^{1/7}$	$a_4=1.24$	Brutsaert (1975)
$\varepsilon_0 = a_5 - b_5 \exp(-c_5 e_a)$	$a_5=0.79; b_5=0.17; c_5=9.6$	Garrat (1992)
$\varepsilon_0 = 1 - (1 + a_6 (e_a/T_a)) \exp(-(b_6 + a_6 c_6 (e_a/T_a))^{1/2})$	$a_6=46.5; b_6=1.20; c_6=3.0$	Prata (1996)

$e_a$  = presión de vapor del aire (hPa);  $T_a$  = temperatura del aire en superficie (K)

Existen dos fórmulas generales para introducir el efecto de la nubosidad en la emisividad efectiva atmosférica  $\varepsilon$  (Choi, 2008; Staiger y Matzarakis, 2010)

$$\varepsilon = \varepsilon_0 (1 + a c^b) \quad (3.23)$$

$$\varepsilon = \varepsilon_0 (1 - c^d) + f c^h \quad (3.24)$$

donde  $a$ ,  $b$ ,  $d$ ,  $f$  y  $h$  son constantes calibradas localmente. La mayor parte de los modelos introducen el efecto de la nubosidad mediante la cubierta nubosa fraccional  $c$ , si bien Crawford y Duchon (1999) ofrecen una alternativa basada en la radiación solar incidente relativa

$$c = 1 - \frac{R_{si}}{R_{s0}} \quad (3.25)$$

que introducen en el modelo de nubosidad (3.24) igualando las constantes  $d$ ,  $f$  y  $h$  a la unidad.

La expresión final de radiación de onda larga neta sobre la superficie  $R_{oln}$  queda definida como

$$R_{oln} = R_{ai}(1 - \alpha_L) - R_w \quad (3.26)$$

$$\text{donde } R_{ai} = \varepsilon \sigma T_a^4 \quad (3.27)$$



y el albedo de radiación de onda larga  $\alpha_L$  se considera constante en un valor de 0.03 (Henderson-Sellers, 1986).

### 3.2.3 Intercambio de calor con el sedimento

Existen varias aproximaciones a la obtención del flujo térmico del suelo ( $G$ ). El método del gradiente (Tanner, 1964) se basa en la consideración de que se trata de un proceso conductivo unidimensional descrito por la ley de Fourier

$$G = \lambda \frac{dT}{dz} \quad (3.28)$$

donde  $G$  está expresado en  $W\ m^{-2}$ ,  $\lambda$  es la conductividad térmica ( $W\ m^{-1}\ K^{-1}$ ),  $T$  la temperatura (K) y  $z$  la profundidad (m), asumiendo que el calor fluye en la dirección vertical. En la práctica, este enfoque requiere la utilización de un medidor de flujo de calor o plato térmico, que registra la diferencia de temperatura entre dos caras de un disco de conductividad térmica conocida enterrado horizontalmente en el sedimento, o disponer de una gran densidad de sensores de temperatura en profundidad (generalmente espaciados pocos centímetros e incluso milímetros) para obtener  $dT/dz$ , más la determinación de  $\lambda$ .

Un segundo método es el calorimétrico o integral, que aproxima el flujo térmico en la superficie del suelo a partir del cambio de calor almacenado en el perfil afectado por la variación de temperatura. El contenido de calor por unidad de volumen ( $H_v$ ) se define a través de la capacidad térmica volumétrica del suelo ( $C$ ) y su temperatura con respecto a una de referencia ( $T_{ref}$ ):

$$H_v = C(T - T_{ref}) \quad (3.29)$$

donde  $H_v$  se expresa en  $J\ m^{-3}$ ,  $C$  en  $J\ m^{-3}\ K^{-1}$  y  $T$  en K. El flujo térmico  $G$  queda definido como

$$G = \Delta H_v = \int_0^z \frac{\partial}{\partial t} [C(T - T_{ref})] dz \quad (3.30)$$

En este caso es necesario conocer el espesor de suelo afectado por las variaciones térmicas ( $z$ ) y determinar la capacidad térmica volumétrica del suelo que, si no se mide, se obtiene generalmente utilizando la ecuación de De Vries (1963):

$$C = 0.46 X_{mi} + 0.60 X_{om} + X_w \quad (3.31)$$

donde  $X_{mi}$ ,  $X_{om}$  y  $X_w$  son las fracciones volumétricas de minerales, materia orgánica y agua, respectivamente, expresando  $C$  en  $\text{cal cm}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ . La aportación de la fracción aérea se desestima por su baja capacidad térmica y la suposición de que ha sido sustituida por agua en sedimentos inundados. Una dificultad del método calorimétrico es su sensibilidad a errores de medida de temperatura cuando el intervalo de cálculo es corto (15-30 min), lo que puede producir desviaciones del orden del 30% en la estimación del flujo superficial con tan sólo  $0.05 \text{ } ^\circ\text{C}$  de error en la medida de temperatura (Kimball y Jackson, 1975). Por ello, los estudios a escala temporal corta suelen utilizar series de temperatura suavizadas mediante medias móviles del orden de una hora o mayores (e.g., Ochsner *et al.*, 2007).

En tercer lugar, el método combinado mide directamente el flujo térmico  $G$  con un plato térmico enterrado a una cierta profundidad y añade la variación de calor almacenado en el estrato superficial por el método calorimétrico, lo que reduce los errores producidos por la interferencia del plato con los procesos superficiales del suelo.

La forma diferencial de la ecuación de conservación de calor, despreciando fuentes o sumideros de energía como radioactividad y reacciones químicas, relaciona directamente la variación en profundidad de este flujo térmico conductivo con la variación del contenido de calor del suelo

$$\frac{\partial H_v}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial z} \quad (3.32)$$

Los cambios en la capacidad térmica del suelo indican normalmente entradas o salidas de agua en él (Ochsner *et al.*, 2007), por lo que su variación en el tiempo se puede considerar no significativa en un ambiente inundado. La ecuación (3.32) se desarrolla incluyendo (3.28) y (3.30) de la siguiente manera

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (3.33)$$

o bien, si se ignora la dependencia de  $\lambda$  con la profundidad

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (3.34)$$

donde  $D_T = \lambda/C$  es la difusividad térmica del suelo ( $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ ). La solución de la ecuación (3.34) es un método común de modelización de la temperatura del sedimento y obtención del flujo térmico

del suelo en ausencia de medidas directas de  $G$  o temperatura del suelo en profundidad, para el que Carslaw y Jaeger (1986) exponen diversas soluciones numéricas.

### 3.2.4 Evaporación e intercambio de calor sensible con la atmósfera

Desde el punto de vista del balance térmico superficial (3.1), el intercambio de calor no radiativo entre la superficie de agua y la atmósfera se divide en los flujos de calor sensible ( $H$ ), transmitido por conducción y convección, y de calor latente ( $\lambda E$ ), resultado de los cambios de estado del agua. Ambos se consideran conjuntamente porque se encuentran relacionados a través del ratio de Bowen  $\beta = H/\lambda E$ , como se verá a continuación.

En ausencia de restricciones de suministro de agua a la superficie, como ocurre en la marisma inundada, la cantidad de calor disponible en ella es el factor de control dominante del proceso de evaporación (Shuttleworth, 1993). El alcance o eficacia con los que se invierta esta energía en evaporar agua vendrá determinada por los procesos que controlan la difusión de vapor hacia el aire, siendo la turbulencia el mecanismo de transporte más eficiente y la principal responsable del intercambio de agua y calor entre el aire cercano a la superficie y las capas superiores de la atmósfera. El movimiento del aire ocurre cuando hay diferencias verticales de humedad y temperatura, por lo que los flujos térmicos de evaporación y calor sensible son proporcionales a los gradientes de estas variables en altura.

La transferencia de calor y vapor de agua desde o hacia la superficie se puede expresar mediante las relaciones de flujo-gradiente, que establecen un transporte proporcional al gradiente medio de su concentración en altura (Henderson-Sellers, 1986)

$$\lambda E = -\rho L_v K_v \frac{\partial q}{\partial z} \quad (3.35)$$

$$H = -\rho c_p K_H \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.36)$$

donde  $q$  es la humedad específica del aire,  $L_v$  es el calor latente de vaporización ( $\text{J kg}^{-1}$ ) y  $c_p$  es el calor específico a presión constante, normalmente asumido como  $c_p = 1013 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ . Las difusividades turbulentas para vapor y calor sensible,  $K_v$  y  $K_H$ , dependen de la estabilidad atmosférica, el arrastre ejercido por el viento y la rugosidad superficial, y son consideradas

generalmente equivalentes. Asumiendo  $K_v=K_H$  y teniendo en cuenta la relación entre la humedad específica y la presión de vapor  $e$  (hPa)

$$q = 0.622e/(P - e) \approx 0.622e/P \quad (3.37)$$

se puede expresar la relación de Bowen como función de los gradientes superficiales de temperatura y presión de vapor entre la superficie del agua (subíndice  $sw$ ) y el aire cercano (subíndice  $a$ )

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{(T_{sw}-T_a)}{(e_{sw}-e_a)} \quad (3.38)$$

donde  $\gamma = \frac{c_p P}{0.622 L_v}$  (3.39)

es la constante psicrométrica (hPa K<sup>-1</sup>) y  $P$  la presión atmosférica (hPa).

Medir la evaporación directamente es costoso, difícil y raramente llevado a cabo, por lo que tradicionalmente se han desarrollado técnicas de estimación indirecta que comprenden una alta variedad de requerimientos de información, así como de limitaciones técnicas y teóricas asociadas. En la práctica, ninguna de ellas se considera absolutamente superior al resto, y la elección del método apropiado en cada caso viene determinada por las características del lugar, los objetivos de estudio y los medios disponibles (Drexler *et al.*, 2004). A continuación se repasan los métodos micrometeorológicos (de pequeña escala espaciotemporal de estudio) más comunes en la estimación de la evaporación y/o el flujo de calor sensible.

#### 3.2.4.1 Medida mediante tanques y lisímetros

Los métodos más directos de medida son los tanques de evaporación y los lisímetros, que monitorizan directamente el balance de agua en un volumen de agua o de suelo controlado, respectivamente. Un lisímetro es un recipiente cilíndrico (1-2 m de profundidad y 1-6 m de diámetro) en el que se aísla un bloque de suelo con vegetación para monitorizar su balance de agua mediante medición precisa de sus cambios de peso. Los tanques se usan para medir evaporación sobre una superficie de agua libre y suelen aplicarse a casos de pequeños lagos poco profundos, utilizando dimensiones estandarizadas que varían entre 1-5 m de diámetro y 0.25-1 m de profundidad. Debido a los efectos de borde y su limitación en tamaño, sobreestiman entre un

5 y un 30% la tasa de evaporación, por lo que es necesario aplicar un coeficiente de proporcionalidad calibrado específicamente para cada lugar (Arya, 2001).

#### *3.2.4.2 Covarianza turbulenta o Eddie Covariance*

Entre los métodos de estimación indirecta más utilizados actualmente se encuentra el de la Covarianza Turbulenta o Eddie Covariance (e.g., Souch *et al.*, 1996; Hughes *et al.*, 2001; Tanny *et al.*, 2008; Zhou y Zhou, 2009). Mediante esta técnica se calcula el flujo térmico de calor sensible y de vapor de agua a partir de la covarianza entre las desviaciones instantáneas de la componente vertical de la velocidad del viento y las desviaciones de la temperatura del aire y de la concentración de vapor de agua en periodos de tiempo cortos (30 minutos o una hora). Para ello, es necesario disponer de anemómetros sónicos, que son sensores específicos bastante costosos capaces de determinar las componentes vectoriales tridimensionales del viento.

#### *3.2.4.3 Relación de Bowen-Balance de Energía*

El método de la Relación de Bowen-Balance de Energía (en adelante BREB, por sus siglas en inglés) es también de los más utilizados (e.g., Burba *et al.*, 1999b; German, 2000; Peacock y Hess, 2004). Determina los flujos de intercambio de calor sensible y latente con la atmósfera como resto de los demás componentes del balance térmico y realiza el reparto de calor entre ambos flujos mediante la relación de Bowen (3.38), basada en gradientes verticales de variables meteorológicas. En este método es necesario medir o estimar la radiación neta y el calor acumulado en la capa térmicamente activa de la superficie (agua, suelo, vegetación o sus combinaciones), además de variables meteorológicas, generalmente la temperatura y la humedad del aire a dos alturas.

#### *3.2.4.4 Enfoque aerodinámico o de transferencia de masa*

Entre los métodos clásicos de estimación de la evaporación se encuentra el enfoque aerodinámico o de transferencia de masa. Éste se basa, en lugar de en el suministro de energía calórica invertido en el proceso de evaporación, en la capacidad de la atmósfera para transportar vapor de agua desde la superficie, entendiendo el fenómeno como un proceso turbulento (Chow *et al.*, 1994). Sobre una superficie de agua, la tasa de evaporación  $E$  se describe generalmente con expresiones más o menos empíricas de tipo

$$E = B \Delta e \quad (3.40)$$

Este tipo de ecuaciones fue propuesto inicialmente por Dalton en 1802. En ellas,  $B$  es una función que se puede interpretar como el coeficiente de transferencia de vapor, y  $\Delta e$  es el déficit de presión de vapor sobre la superficie. Este factor describe la menor capacidad evaporante del aire cuando la humedad relativa es alta y viceversa, teniendo en cuenta el efecto de la temperatura. Debido a la excesiva complejidad que supondría desarrollar un modelo físico que contemple todas las variables involucradas en  $B$ , se han utilizado numerosas ecuaciones derivadas empíricamente con datos meteorológicos, generalmente a partir de la velocidad del viento y la temperatura. Se pueden consultar muchas de ellas en las recopilaciones de Henderson-Sellers (1986) y Singh y Xu (1997).

#### 3.2.4.5 Método combinado

Tanto el suministro de energía como la capacidad de la atmósfera para transportar vapor pueden ser limitantes para la evaporación. Penman (1948) propuso una ecuación empírica que combina ambos términos, lo que se conoce como método combinado y se expresa, de forma simplificada,

$$E = \frac{s}{s+\gamma} R + \frac{\gamma}{s+\gamma} A \quad (3.41)$$

Donde  $R$  representa el calor acumulado en superficie y  $A$  la capacidad evaporante de la atmósfera, normalmente expresada como una función del viento. Los factores de ponderación suman la unidad, siendo  $\gamma$  la constante psicrométrica (3.39) y  $s$  el gradiente de la curva de presión de saturación del vapor con respecto a la temperatura del aire, según Allen *et al.* (1998)

$$s = \frac{4098 e_s}{(T_a + 237.2)^2} \quad (3.42)$$

La fórmula general de cálculo de la presión de saturación del vapor en función de la temperatura es

$$e_s(T) = 0.6108 \exp \left( \frac{17.27 T}{T + 237.3} \right) \quad (3.43)$$

siendo  $\exp$  una potencia de la base del logaritmo natural (2.718).

El modelo de Penman fue modificado posteriormente por Monteith (1965) para incorporar la resistencia aerodinámica y superficial al flujo de vapor de agua sobre una cobertura de

vegetación, quedando la expresión (3.41) como un caso particular de resistencia superficial nula, apropiada para situaciones de agua libre o superficie muy bien irrigada.

#### 3.2.4.6 Renovación superficial

Recientemente se ha desarrollado la técnica de medida indirecta de Renovación Superficial (*Surface Renewal*), que ha sido escasamente aplicada en superficies de agua y humedales pero con resultados satisfactorios en comparación con otras técnicas (Zapata y Martínez-Cob, 2001; Mengistu y Savage, 2010). Se basa en la premisa de que las parcelas de aire superficiales se reemplazan por las inmediatamente superiores, y se aplica analizando estadísticamente la amplitud y duración de rápidos ascensos y descensos de temperatura del aire (rampas), para determinar  $H$ . Después  $\lambda E$  se puede calcular por medio de otro método, como el balance de energía. Para aplicarlo es necesario disponer de medidas de temperatura de aire de alta frecuencia, del orden de 4-10 Hz, y realizar una calibración de  $H$  con respecto a un método independiente, generalmente datos de un anemómetro sónico.

#### 3.2.4.7 Métodos empíricos

Cuando la información de campo disponible es limitada, se aplican métodos empíricos simplificados como la ecuación de Priestley-Taylor (1972), basada en la dominancia del término de balance térmico de la ecuación (3.41)

$$E = \alpha \frac{s}{s+\gamma} R \quad (3.44)$$

siendo originalmente, en términos medios sobre superficies saturadas o de agua libre,  $\alpha = 1.26$ . Varios estudios posteriores sobre masas de agua han validado el valor de este parámetro (Stewart y Rouse, 1977; Debruin y Keijman, 1979), así como propuesto variaciones y evoluciones sistemáticas en función de la hora del día, la época del año o la relación entre los distintos flujos que componen el balance térmico (Debruin y Keijman, 1979; Guo *et al.*, 2007).

Existen otras muchas fórmulas empíricas de uso común, generalmente basadas en datos de radiación, humedad relativa y/o temperatura del aire (e.g., ecuaciones de Turc, Doorenbos y Pruitt, Hargreaves). Generalmente son aplicables a periodos diarios o mayores, contienen un alto grado de empiricismo y sólo se recomienda usarlas en caso de no disponer de información suficiente para aplicar otro método (Shuttleworth, 1993).

### 3.3 Cierre del balance térmico en superficie

Diversas comparaciones entre las metodologías de estimación de flujos térmicos en superficie más comunes han puesto de manifiesto la dificultad de cerrar el balance térmico global. El contraste entre los sistemas de Eddie Covariance (EC) y los de Razón de Bowen-Balance de Energía (BREB), resultan en una persistente infravaloración de los flujos turbulentos estimados con los primeros en comparación con la energía disponible en superficie para los mismos flujos térmicos según los resultados de los segundos. La diferencia, evaluada como proporción de la energía disponible  $R_N-G$  (sin el término  $S$  referente al calor acumulado en el agua por evaluarse en ambientes terrestres) es típicamente del orden del 20%. El error es independiente del clima o tipo de vegetación, pero parece favorecido en periodos nocturnos y situaciones de baja turbulencia (Wilson *et al.*, 2002). Existen varios puntos de discusión sobre el fenómeno (Wilson *et al.*, 2002; Foken, 2008):

- Errores instrumentales. La imprecisión de los sensores es un aspecto cada vez menos argumentado por la evolución tecnológica de los sistemas de medida y por la falta de aleatoriedad de las diferencias entre estimaciones, caracterizadas por bajos flujos turbulentos (EC) o altos valores de energía disponible (BREB).
- Diseño experimental. Los sensores instalados a distintas alturas pueden tener diferente “huella” en la medida de cada componente del balance térmico. Por ejemplo, el flujo térmico registrado en el suelo mediante un plato térmico enterrado puede no ser representativo del área fuente de las medidas de un anemómetro sónico instalado a varios metros de altura.
- Estimación de los términos de almacenamiento de calor. Se ha apuntado a deficiencias en la instrumentación de medida del calor acumulado en el suelo como posible fuente de error en la estimación de  $R_N-G$ , especialmente en referencia al calor acumulado en la capa más superficial. Además, no se suelen tener en cuenta términos considerados de menor importancia como el calor acumulado en la vegetación y el invertido en la fotosíntesis, lo cual puede llevar a una sobreestimación de la energía disponible en superficie mediante el método BREB.
- Influencia de grandes estructuras turbulentas. Incrementos en la escala espacial o temporal de los cálculos han permitido un mejor cierre del balance térmico, lo cual se considera indicio de la influencia que ejercen estructuras turbulentas mayores a las tenidas en cuenta con las



metodologías EC y BREB (Foken, 2008). La heterogeneidad del paisaje favorecería este efecto, al fomentar la circulación a escala regional.

Avances parciales en cada uno de los puntos anteriores ha sido efectivos en la mejora del cierre del balance térmico, pero no existe un consenso sobre la solución definitiva al problema ni sobre la mejor adecuación de uno u otro método. Sobre superficies de agua se ha estudiado menos frecuentemente el cierre del balance térmico, pero se han encontrado discrepancias del mismo signo y magnitud (Berger *et al.*, 2001).

### 3.4 Referencias

ALLEN, R.G., 1996. Assessing integrity of weather data for reference evapotranspiration estimation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 122(2), p. 97.

ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D. y SMITH, M., 1998. *Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements (FAO Irrigation and drainage paper 56)*. 56. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization.

ÁLVAREZ COBELAS, M., ROJO, C. y ANGELER, D.G., 2005. Mediterranean limnology: current status, gaps and the future. *Journal of Limnology*, 64(1), p. 13-29.

ANDERSON, E.R., 1954. Energy budget studies. *Water-loss investigations: Lake Hefner studies*. Washington: US Geol. Surv. Prof. Paper 269, p. 71-119.

ARYA, S.P.S., 2001. *Introduction to micrometeorology*. 2 edn. San Diego Calif. etc.: Academic Press.

BERGER, D.L., JOHNSON, M.J. y TUMBUSCH, M.L., 2001. *Estimates of evapotranspiration from the Ruby Lake National Wildlife Refuge area, Ruby Valley, northeastern Nevada, May 1999-October 2000*. Carson City, Nev.; Denver, CO: U.S. Dept. of the Interior, U.S. Geological Survey ; USGS Information Services.

BRUNT, D., 1932. Notes on radiation in the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 58, p. 389-420.

BRUTSAERT, W., 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, 11(5), p. 742-744.

BURBA, G.G., VERMA, S.B. y KIM, J., 1999a. Energy fluxes of an open water area in a mid-latitude prairie wetland. *Boundary-Layer Meteorology*, 91(3), p. 495-504.

BURBA, G.G., VERMA, S.B. y KIM, J., 1999b. Surface energy fluxes of *Phragmites australis* in a prairie wetland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94(1), p. 31-51.

BURT, W.V., 1954. Albedo over wind-roughened water. *J.Meteor.Journal of Meteorology*, 11(4), p. 283-290.

CAMPBELL, J.W. y AARUP, T., 1989. Photosynthetically Available Radiation at High-Latitudes. *Limnology and Oceanography*, 34(8), p. 1490-1499.

CARSLAW, H.S. y JAEGER, J.C., 1986. *Conduction of heat in solids*. 2 edn. Oxford: Clarendon Press.

CHIMNEY, M.J., WENKERT, L. y PIETRO, K.C., 2006. Patterns of vertical stratification in a subtropical constructed wetland in south Florida (USA). *Ecological Engineering*, 27(4), p. 322-330.

CHOI, M., 2008. Assessment of clear and cloudy sky parameterizations for daily downwelling longwave radiation over different land surfaces in Florida, USA. *Geophysical Research Letters*, 35(20), p. L20402.

CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R. y MAYS, L.W., 1994. *Hidrología aplicada*. Santafé de Bogotá etc.: McGraw-Hill Interamericana.

CONDIE, S. y WEBSTER, I.T., 2001. Estimating stratification in shallow water bodies from mean meteorological conditions. *Journal of Hydraulic Engineering*, 127(4), p. 286-292.

CRAWFORD, T.M. y DUCHON, C.E., 1999. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. *Journal of Applied Meteorology*, 38(4), p. 474-480.

DE VRIES, D.A., 1963. Thermal properties of soils. En: W.R. VAN WIJK (ed.), *Physics of Plant Environment*. North Holland, Amsterdam, , p. 210-235.

DEBRUIN, H.A.R. y KEIJMAN, J.Q., 1979. Priestley-Taylor Evaporation Model Applied to a Large, Shallow Lake in the Netherlands. *Journal of Applied Meteorology*, 18(7), p. 898-903.

DREXLER, J.Z., SNYDER, R.L., SPANO, D. y PAW, K.T., 2004. A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration. *Hydrological Processes*, 18(11), p. 2071-2101.

DUARTE, C., MONTES, C., AGUSTÍ, S., MARTINO, P., BERNUÉS, M. y KALFF, J., 1990. Biomasa de macrófitos acuáticos en la marisma del Parque Nacional de Doñana (SW España): Importancia y factores ambientales que controlan su distribución. *Limnetica*, 6(1-12), p. 1-11.

FLERCHINGER, G.N., XAIO, W., MARKS, D., SAUER, T.J. y YU, Q., 2009. Comparison of algorithms for incoming atmospheric long-wave radiation. *Water Resour.Res.Water Resources Research*, 45(3), p. W03423.

FOKEN, T., 2008. The energy balance closure problem: An overview. *Ecological Applications*, 18(6), p. 1351-1367.

GARRATT, J.R., 1992. Extreme Maximum Land Surface Temperatures. *J.Appl.Meteor.Journal of Applied Meteorology*, 31(9), p. 1096-1105.

GERMAN, E.R., (2000). Regional evaluation of evapotranspiration in the Everglades. *U.S. Geol. Surv. Water Resour. Invest. Rep.*, 00-4099, p. 48 pp.

GUO, X., ZHANG, H., KANG, L., DU, J., LI, W. y ZHU, Y., 2007. Quality control and flux gap filling strategy for Bowen ratio method: revisiting the Priestley-Taylor evaporation model. *Environmental fluid mechanics*, 7(5), p. 421-437.

HARTMANN, D.L., 1994. *Global physical climatology*. San Diego California: Academic Press.

HENDERSON-SELLERS, B., 1986. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: a review. *Reviews of Geophysics*, 24(3), p. 625-649.

HERB, W.R. y STEFAN, H.G., 2004. Temperature Stratification and Mixing Dynamics in a Shallow Lake With Submersed Macrophytes. *Lake and Reservoir Management*, 20(4), p. 296-308.

HUGHES, C.E., KALMA, J.D., BINNING, P., WILLGOOSE, G.R. y VERTZONIS, M., 2001. Estimating evapotranspiration for a temperate salt marsh, Newcastle, Australia. *Hydrological Processes*, 15(6), p. 957-975.

IDSO, S.B. y JACKSON, R.D., 1969. Thermal Radiation from the Atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 74(23), p. 5397-5403.

IZIOMON, M.G., MAYER, H. y MATZARAKIS, A., 2003. Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 65(10), p. 1107-1116.

JACOBS, A.F.G., JETTEN, T.H., LUCASSEN, D., HEUSINKVELD, B.G. y JOOST P., N., 1997. Diurnal temperature fluctuations in a natural shallow water body. *Agricultural and Forest Meteorology*, 88(1-4), p. 269-277.

JENSEN, M.E., 2010. Estimating evaporation from water surfaces. En: COLORADO STATE UNIVERSITY y U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE (eds.). *Evapotranspiration Workshop: Using the Best Science to Estimate Consumptive Use*, 15-Mar-2010 2010, CSU/ARS, .

KIMBALL, B.A. y JACKSON, R.D., 1975. Soil heat flux determination: a null-alignment method. *Agricultural Meteorology*, 15(1), p. 1-9.

MACINTYRE, S., 1998. Turbulent Mixing and Resource Supply to Phytoplankton. *COASTAL AND ESTUARINE STUDIES*, (54), p. 561-590.

MENGISTU, M.G. y SAVAGE, M.J., 2010. Open water evaporation estimation for a small shallow reservoir in winter using surface renewal. *Journal of Hydrology*, 380(1-2), p. 27-35.

MONTEITH, J.L., 1965. Evaporation and environment. En: XIXTH SYMPOSIUM SOCIETY FOR EXPERIMENTAL BIOLOGY (ed.). *The state and movement of water in living organisms*, 1965, Cambridge University Press, p. 205.

MORENO-OSTOS, E., DA SILVA, S., DE VICENTE, I. y CRUZ-PIZARRO, L., 2007. Interannual and between-site variability in the occurrence of clear water phases in two shallow Mediterranean lakes. *Aquatic Ecology*, 41(2), p. 285.

NURMINEN, L., 2003. *Role of macrophytes in a clay-turbid lake: Implication of different life forms on water quality* Dir: J. Horppila y P. Eloranta. Faculty of Agriculture and Forestry of the University of Helsinki.

OCHSNER, T.E., SAUER, T.J. y HORTON, R., 2007. Soil Heat Storage Measurements in Energy Balance Studies. *Agron J*, 99(1), p. 311-319.

OKE, T.R., 1987. *Boundary layer climates*. 2ª edn. London; New York: Routledge.

PANIN, G.N., NASONOV, A.E., FOKEN, T. y LOHSE, H., (2006). On the parameterisation of evaporation and sensible heat exchange for shallow lakes. *Theoretical and Applied Climatology*, 85(3), p. 123-129.

PAULSON, C.A. y PEGAU, W.S., 2009. Penetrating Shortwave Radiation. En: J.H. STEELE, S.A. THORPE y K.L. TUREKIAN (eds.), *Elements of physical oceanography : a derivative of the encyclopedia of ocean sciences*. London; Burlington; San Diego: Academic Press, p. 192-198.

PAYNE, R.E., 1972. Albedo of Sea-Surface. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(5), p. 959-970.

PEACOCK, C.E. y HESS, T.M., 2004. Estimating evapotranspiration from a reed bed using the Bowen ratio energy balance method. *Hydrological Processes*, 18(2), p. 247-260.

PENMAN, H.L., 1948. Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032), p. 120-145.

PIVOVAROV, A.A., 1972. *Thermal conditions in freezing lakes and rivers*. New York: John Wiley.

PORTIELJE, R. y LIJKLEMA, L., 1995. The effect of reaeration and benthic algae on the oxygen balance of an artificial ditch. *Ecological Modelling*, 79, p. 48.

PRATA, A.J., 1996. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(533), p. 1127-1151.

PRIESTLEY, C.H.B. y TAYLOR, R.J., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2), p. 81-92.

RAO, Y.R., HAWLEY, N., CHARLTON, M.N. y SCHERTZER, W.M., 2008. Physical processes and hypoxia in the central basin of Lake Erie. *Limnol. Oceanogr. Limnology and Oceanography*, 53(5), p. 2007-2020.

REED, R.K., 1977. On Estimating Insolation over the Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 7(3), p. 482-485.

REYNOLDS, C.S., 1994. The long, the short and the stalled: on the attributes of phytoplankton selected by physical mixing in lakes and rivers. *Hydrobiologia*, 289(1), p. 9-21.

RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, M. y MORENO-OSTOS, E., 2006. Heat budget, energy storage and hydrological regime in a coastal lagoon. *Limnologia - Ecology and Management of Inland Waters*, 36(4), p. 217-227.

ROSE, C.W. y CHAPMAN, A.L., 1968. A physical analysis of diurnal temperature regimes in clear and turbid water layers: A problem in rice culture. *Agricultural Meteorology*, 5(6), p. 391-409.

SCHEFFER, M., 1998. *Ecology of shallow lakes*. London; New York: Chapman & Hall.

SHERMAN, B.E. y WEBSTER, I.T., 1994. A model for the light-limited growth of buoyant phytoplankton in a shallow, turbid waterbody. *Marine and Freshwater Research*, 45(5), p. 862.

SHUTTLEWORTH, W.J., 1993. Evaporation. En: D.R. MAIDMENT (ed.), *Handbook of Hydrology*. New York: McGraw-Hill, p. 4.1-4.53.

SINGH, V.P. y XU, C.Y., 1997. Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes*, 11(3), p. 311-323.

SMITH, N.P., 1994. Water, Salt and Heat Balance of Coastal Lagoons. En: B. KJERFVE (ed.), *Coastal Lagoon Processes*. Elsevier Oceanography Series, 60 edn. Elsevier, p. 69-101.

SOUCH, C., WOLFE, C.P. y GRIMMIND, C.S.B., 1996. Wetland evaporation and energy partitioning: Indiana Dunes National Lakeshore. *Journal of Hydrology*, 184(3-4), p. 189-208.

STAIGER, H. y MATZARAKIS, A., 2010. Evaluation of atmospheric thermal radiation algorithms for daylight hours. *Theoretical and applied climatology*, 102(1-2), p. 227-241.

STEWART, R. y ROUSE, W., 1977. Substantiation of Priestley and Taylor parameter  $\alpha=1.26$  for potential evaporation in high latitudes. *Journal of Applied Meteorology*, 16(6), p. 649-650.

SWINBANK, W.C., 1963. Long-wave radiation from clear skies. *Q.J Royal Met.Soc.Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 89(381), p. 339-348.

TANNER, C.B., 1964. *Basic instrumentation and measurements for plant environment and micrometeorology*. Madison: Dept. of Soil Science, College of Agriculture, University of Wisconsin.

TANNY, J., COHEN, S., ASSOULINE, S., LANGE, F., GRAVA, A., BERGER, D., TELTCH, B. y PARLANGE, M.B., 2008. Evaporation from a small water reservoir: Direct measurements and estimates. *Journal of Hydrology*, 351(1-2), p. 218-229.

WETZEL, R.G., 1975. *Limnology*. Philadelphia: Saunders.

WILSON, K., GOLDSTEIN, A., FALGE, E., AUBINET, M., BALDOCCHI, D., BERBIGIER, P., BERNHOFER, C., CEULEMANS, R., DOLMAN, H., FIELD, C., GRELLÉ, A., IBROM, A., LAW, B.E., KOWALSKI, A., MEYERS, T., MONCRIEFF, J., MONSON, R., OECHEL, W., TENHUNEN, J., VALENTINI, R. y VERMA, S.,

2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113(1–4), p. 223-243.

ZAPATA, N. y MARTÍNEZ-COB, A., 2001. Estimation of sensible and latent heat flux from natural sparse vegetation surfaces using surface renewal. *Journal of Hydrology*, 254(1-4), p. 215-228.

ZHOU, L. y ZHOU, G., 2009. Measurement and modelling of evapotranspiration over a reed (*Phragmites australis*) marsh in Northeast China. *Journal of Hydrology*, 372(1-4), p. 41-47.

## **CAPÍTULO 4**

---

### **INSTRUMENTACIÓN DE MEDIDA, CONTROL DE CALIDAD Y TRATAMIENTO DE LA INFORMACIÓN**





## **4.1 Introducción**

Esta tesis constituye un estudio de carácter experimental, basado en el análisis y la interpretación de información de campo obtenida mediante una red de estaciones hidrometeorológicas instalada en la marisma de Doñana. Es por tanto esencial para la interpretación de los resultados establecer el grado de adecuación de las medidas al problema estudiado y esclarecer la metodología del tratamiento de los datos. El objetivo del presente capítulo, en primer lugar, es describir la instrumentación de medida que proporciona los datos de campo. En segundo lugar, se presenta el método de validación de la información y los resultados de ésta. Finalmente, se exponen dos casos especiales de tratamiento de la información: la distribución de Weibull aplicada a los datos de viento y el análisis wavelet, ambos utilizados en el Capítulo 5.

## **4.2 Red de estaciones de medida**

La red de estaciones hidrometeorológicas instalada por el Instituto Flumen en la marisma de Doñana cuenta con un total de seis puntos de medida de cota de agua, cinco de temperatura del agua, tres de temperatura del suelo, dos estaciones meteorológicas completas y una sonda multiparamétrica que mide parámetros de calidad del agua, los cuales no se utilizan en este trabajo. La red proporciona una valiosa fuente de información continua y de alta resolución temporal al servicio tanto de proyectos de investigación como de los gestores de la marisma. La información recopilada constituye la base de trabajo de esta tesis y también sirve para alimentar el modelo de simulación hidrodinámica Íber desarrollado por Bladé-Castellet (2005) y aplicado a las marismas de Doñana en el marco del proyecto de restauración hidroecológica Doñana 2005, impulsado por el Ministerio de Medio Ambiente a través del Organismo de Parques Nacionales.

Los seis puntos de medida instalados por el Instituto Flumen en la marisma se sitúan en elementos topográficos seleccionados por su representatividad o funcionalidad hidráulica, sobre caños de entrada de agua en la marisma y lucios o depresiones de prolongada inundación característica (Figura 4.1). Completan además una red de estaciones hidrometeorológicas preexistente instalada por el Espacio Natural Doñana.

La instalación de la instrumentación se llevó a cabo entre los años 2004 y 2007, completando una red de seis puntos de medida operativos hasta octubre de 2011. La Tabla 4.1 señala las fechas de

puesta en funcionamiento de cada estación, cuyas características se describen en el punto 4.2.1 de este capítulo.

Por razones de control de calidad de la información de campo, la mayoría de sensores de la red de estaciones se instalaron por duplicado o incluso por triplicado. La metodología del seguimiento de la calidad de los datos se describe en el punto 4.3 de este capítulo.

Además se realizaron diez visitas de campo entre septiembre de 2006 y agosto de 2009, periodo que comprende los datos utilizados en la tesis, para el mantenimiento, reparación y calibración de la instrumentación.

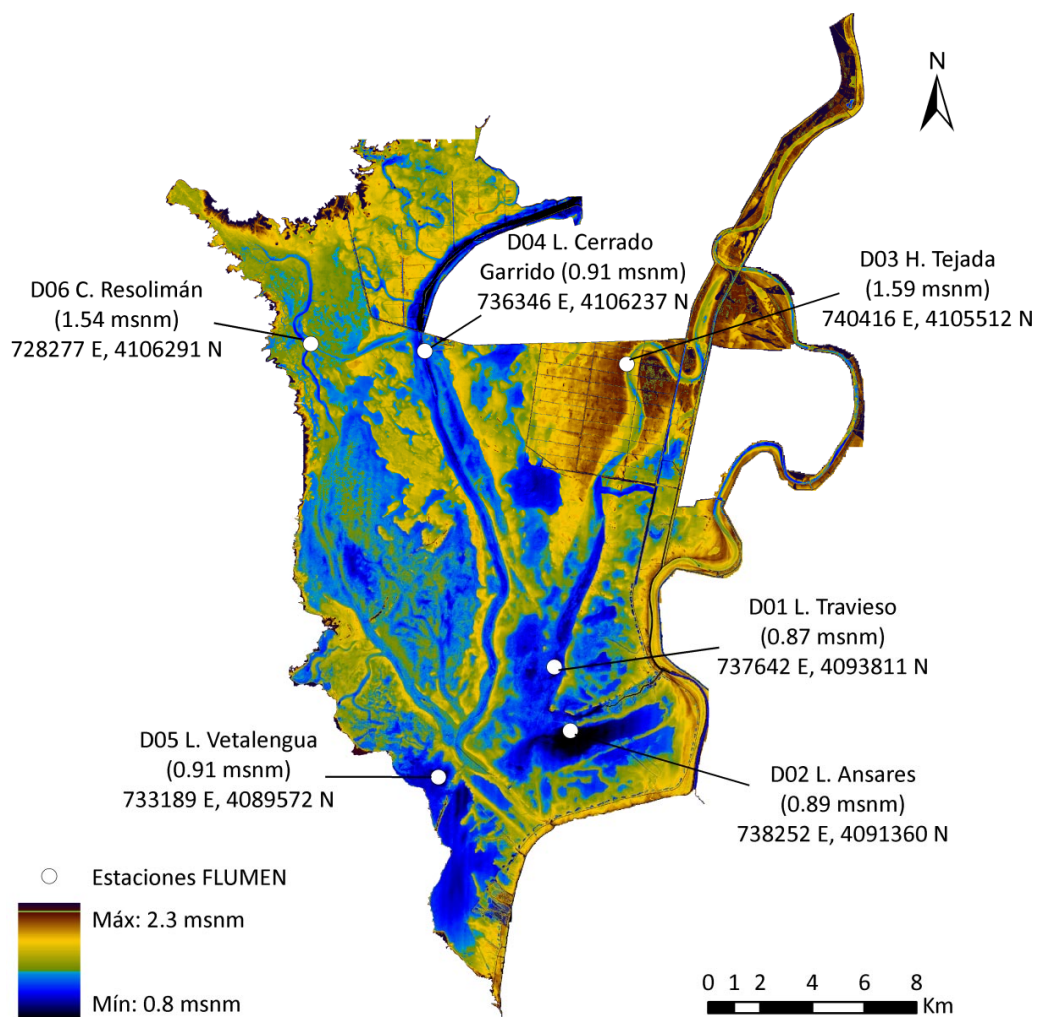


Figura 4.1. Situación de las estaciones de medida sobre el modelo digital del terreno de la marisma de Doñana, en metros sobre el nivel del mar (msnm). Se indica el nombre de cada estación, la cota del terreno y las coordenadas UTM referidas al huso 29, Datum ED 50.

Tabla 4.1. Estaciones de la red de medida Flumen y fecha de puesta en funcionamiento.

<i>Estación</i>	<i>Variables medidas y fecha de puesta en funcionamiento</i>			
	<i>Nivel de agua</i>	<i>Temperatura del agua</i>	<i>Temperatura del suelo</i>	<i>Meteorología</i>
D01 L. Travieso	Nov. 2004	Nov. 2004		
D02 L. Ánsares	Nov. 2004	Nov. 2004		
D03 Huerta Tejada	Nov. 2004	Oct. 2004	Oct. 2004	
D04. L. Cerrado Garrido	Sep. 2006	Sep. 2006	Sep. 2006	Sep. 2006
D05 L. Vetalengua	Oct. 2006	Sep. 2006	Sep. 2006	Jul. 2006
D06 C. Resolimán	Nov. 2007			

#### 4.2.1 Características de la instrumentación

Los sensores cuyos datos se han utilizado en esta tesis se distribuyen por estaciones como señala la Tabla 4.2. Sus características, proporcionadas en cada caso por el fabricante, se detallan a continuación.



Figura 4.2. Estación de medida D02 L. Ánsares.

#### **4.2.1.1 Sensores de nivel de agua**

Los sensores de nivel están instalados en todos los puntos de medida por triplicado, excepto en la estación D03 Huerta Tejada que dispone de dos. Se trata de transmisores de presión sumergibles de tipo piezorresistivo Druck PTX 1830 y Messtech MA-403, basados en la variación de resistencia eléctrica que experimenta un conductor como consecuencia de la deformación que origina la presión hidrostática de una columna de agua existente sobre él. Los sensores utilizados de la casa Druck miden profundidades máximas (denominada fondo de escala, FE) de 2 m, bajo temperaturas de -20 a 60 °C con una precisión (incluyendo errores de linealidad, histéresis, repetibilidad y efecto de la temperatura) de  $\pm 0.6\%$  FE. Los sensores utilizados de la casa Messtech miden hasta 5 m de profundidad bajo temperaturas de -5 a 70 °C y con un error máximo de  $\pm 0.4\%$  FE.

Según la estación de medida, los sensores se encuentran a una distancia de entre 4.5 y 10 cm del suelo, por lo que sólo se registran calados superiores a esta distancia. Anualmente, durante la época estival seca, los sensores de nivel fueron retirados y calibrados en las instalaciones de la UPC.

#### **4.2.1.2 Sensores de temperatura de agua y suelo**

Los sensores de temperatura del agua y del suelo son de tipo PT-100 (Campbell Scientific), que basan su funcionamiento en la variación que experimenta la resistencia de un material conductor a los cambios de temperatura del medio. Se encuentran en casi todos los casos duplicados por razones de control de calidad, y operan con una precisión de  $\pm 0.1$  °C, siendo la máxima temperatura de prueba estándar 80 °C.

#### **4.2.1.3 Pluviómetros**

La precipitación se registra con pluviómetros de cazoletas de los modelos R102 y ARG100 de Campbell Scientific, instalados a 2.5 m del suelo en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetallengua, respectivamente. Recogen la precipitación en un recipiente similar a un embudo y la vierten sobre una de las dos cazoletas que poseen montadas sobre un balancín. Cuando se recogen 0.2 mm, que es la precisión del pluviómetro, el balancín bascula, cambia la cazoleta y se registra el dato.

#### **4.2.1.4 Temperatura ambiente y humedad relativa**

La humedad relativa y temperatura del aire se miden a 2 m del suelo mediante sensores Vaisala HMP45C, que operan en un rango de temperatura de -40 a 60 °C y en un rango de humedad de 0 a 100%. La precisión de las medidas de humedad relativa *HR* es de  $\pm 2\%$  (*HR* de 0 a 90%) a  $\pm 3\%$  (*HR* de 90 a 100%), y la de la temperatura del aire de  $\pm 0.2$  °C.

#### **4.2.1.5 Anemómetros**

La velocidad horizontal y dirección del viento se registran con unos anemómetros helicoides situados a 3 m de altura sobre el terreno, modelo 05103-5 de la casa Young. La precisión en la velocidad es de  $0.3 \text{ ms}^{-1}$  y la de la dirección  $\pm 3^\circ$ , con umbrales de medida de 1 y  $1.2 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente. Soportan rachas de hasta  $100 \text{ m s}^{-1}$ .

#### **4.2.1.6 Radiación solar de onda corta**

Los sensores de radiación solar o piranómetros se encuentran instalados en las estaciones D04 y D05 a 2.5 m del suelo, midiendo la radiación solar global (directa más difusa) de onda corta incidente (sensor duplicado orientado hacia el cielo) y reflejada por la superficie (sensor único orientado hacia el terreno). Son piranómetros fotovoltaicos compactos Campbell Scientific SP1110, provistos de una fotocelda de silicón sellada sensible a longitudes de onda entre 350 y 1100 nm, con una precisión de  $\pm 5\%$  y un error típico inferior a  $\pm 3\%$ . Están calibrados por el fabricante bajo los estándares World Radiometric Reference y operan a temperaturas de -35 a 75 °C.

#### **4.2.1.7 Radiación neta**

Los radiómetros, duplicados en ambas estaciones, miden el balance de radiación de onda corta y onda larga (incidente menos reflejada y emitida por la superficie). Son sensores REBS Q\*71 termoelectrónicos sensibles a longitudes de onda de 0.25 a  $60 \mu\text{m}$ , y están provistos de cúpulas de polietileno protectoras frente a los efectos del viento, con un error máximo de  $\pm 5.9\%$ . Debido a la fragilidad de las cúpulas, en abril de 2008 estos radiómetros se sustituyeron por otros de características similares más resistentes a la intemperie. Se instalaron los sensores Kip & Zonen NR-Lite, con respuesta espectral de 0.2 a  $100 \mu\text{m}$ . Al carecer de cúpulas sus lecturas se corrigen

automáticamente con datos de viento de la misma estación, según las recomendaciones del fabricante, y tienen una precisión de  $\pm 3\%$ .

#### ***4.2.1.8 Radiación fotosintéticamente activa***

En la estación D04 L. Cerrado Garrido se cuenta con tres sensores inundables Li-Cor LI-192SA Underwater Quantum Sensor que miden radiación fotosintéticamente activa (denominada PAR por sus siglas en inglés, comprendida entre 400 y 700 nm), con un error de calibración de  $\pm 5\%$ . Se trata de cuantímetros o fotómetros que miden la densidad del flujo de fotones, es decir, el número de fotones por unidad de tiempo y superficie ( $\mu\text{mol fotones m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ). Dos de ellos miden a 60 cm del suelo la radiación incidente y reflejada, y el tercero se encuentra dirigido hacia el terreno a 2.5 m de altura.

#### ***4.2.1.9 Almacenamiento y transmisión de la información***

Los diferentes dispositivos de la red toman una medida cada minuto (excepto los anemómetros que miden cada 2 segundos) y se almacena la media de 10 minutos. Los datos se almacenan localmente en un data-logger Campbell Scientific (modelos utilizados CR10, CR23, CR1000 y CR200) que, conectado a un módem, envía la información por vía telefónica a un ordenador externo cuando es requerido. De esta manera, se lleva un control periódico de los datos y la evolución de la marisma, con la posibilidad de hacerlo a tiempo real cuando es necesario.

Tabla 4.2. Distribución de sensores instalados. El nombre de los sensores de temperatura del agua y del suelo indica la altura o profundidad a la que se sitúan con respecto a la superficie del sedimento.

Sensor		Estación					
		D01	D02	D03	D04	D05	D06
Temperatura del agua	T +1.2 m <sup>(1)</sup>				2	2	
	T +1 m <sup>(1)</sup>				2	2	
	T +0.8 m				2	2	
	T +0.6 m <sup>(2)</sup>	1	1	1	2	2	
	T +0.4 m				2	2	
	T +0.3 m <sup>(2)</sup>	1	1	1			
	T +0.2 m				2	2	
	T +0 m	2	2	2	2	2	
Temperatura del suelo	T -0 m			2	2	2	
	T -0.2 m			2			
	T -0.25 m				2	2	
	T -0.4 m			2			
	T -0.5 m				2	2	
	T -0.75 m				2	2	
	T -1 m				2	2	
Nivel de agua		3	3	2	3	3	3
Meteorología	Temperatura aire <sup>(3)</sup>			1	2		
	Humedad relativa <sup>(3)</sup>			1	2		
	Viento	1		2	2		
	Radiación solar			3	3		
	Radiación neta			2	2		
	Radiación PAR			3			
Total		7	8	12	35	34	3

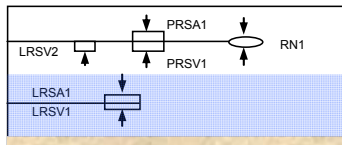
<sup>(1)</sup> Retirados en octubre de 2007.

<sup>(2)</sup> Situados a 0.5 y 1 m de altura hasta octubre de 2007 en D01, D02 y D03.

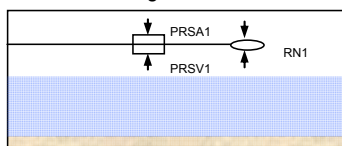
<sup>(3)</sup> Duplicados en D04 hasta abril de 2008.

Esquema sensores de radiación:

D04 Cerrado Garrido



D05 L. Vetalengua



PRSA1: Piranómetro rad. incidente

PRSV1: Piranómetro rad. reflejada

RN1: Radiómetro rad. neta

LRSA1: Cuantímetro PAR incidente

LRSV1: Cuantímetro PAR reflejada

### 4.3 Control de calidad de los datos de campo

El objetivo del control de calidad de los datos es verificar si los registros disponibles son representativos de un fenómeno real o si no son consistentes con las condiciones hidrológicas o meteorológicas presentes. Para ello se pueden utilizar medios automáticos, utilizando programas informáticos que apliquen pruebas previamente definidas, o manuales, si el control se realiza directamente por el observador. Los primeros son evidentemente menos costosos ante un gran volumen de datos, pero carecen de la capacidad para determinar el origen de los errores y las posibles correcciones. Es posible además que los sensores den lecturas erróneas dentro de lo que un control automático puede considerar como rango normal de funcionamiento. Por ello lo más

recomendable es combinar ambos métodos, con una lista automática de los posibles errores supervisada manualmente (WMO, 2007).

#### **4.3.1 Metodología general**

Siguiendo las recomendaciones de la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 2007), las series de datos de estaciones automáticas se someten a distintos tipos de pruebas de calidad. En primer lugar se supervisa el formato, comprobando que los registros son numéricos y las fechas correctas. En segundo lugar se evalúa la integridad de las series de datos comprobando la longitud de las series obtenidas con las que se esperaba obtener en un periodo determinado. Algunos análisis como la modelización requieren series de datos completas, por lo que es importante localizar los datos faltantes por si resulta necesaria una estimación posterior. Por último se evalúa la consistencia de los datos en tres aspectos:

- Consistencia interna, basada en la propia definición de la variable medida y su relación con otras de la misma estación.
- Consistencia temporal, que atiende a la evolución lógica de la variable en el tiempo.
- Consistencia espacial, referida a la coherencia entre las medidas de distintas estaciones.

La consistencia de los datos se evalúa en general mediante la visualización periódica de las series temporales. En el caso de las medidas de radiación, se ha establecido un análisis automático de la consistencia interna que se expone en el punto 4.3.2 de este capítulo. Cuando los sensores se encuentran duplicados o triplicados, que ocurre en la mayor parte de los casos, la visualización conjunta y elección del mejor sensor es el primer paso de esta validación. Se comprueba la evolución temporal conjunta de series interrelacionadas (por ejemplo temperatura y humedad del aire, o niveles de agua y precipitación) y se visualizan gráficos de dispersión de medidas de la misma variable en diferentes estaciones. La obtención de correlaciones bajas o fenómenos de histéresis se investiga en profundidad.

En el caso de las medidas de radiación se aplica de manera automática un rango de valores plausibles siguiendo la metodología de R. G. Allen (1996).



#### 4.3.2 Metodología aplicada a las medidas de radiación

Las medidas de radiación se encuentran muy interrelacionadas y describen fenómenos cíclicos predecibles, por lo que se ha aplicado un método específico de detección de errores. Para ello se han establecido unos rangos o límites aceptables en cada tipo de medida, de acuerdo a su propia definición o a criterios empíricos de suficiente tolerancia. También se comprueba la concordancia de sensores duplicados y la de sensores equivalentes en distintas estaciones.

Los límites impuestos a las series de datos de radiación se basan en la consistencia que deben mantener con sus propias definiciones u otras variables. La condición de referencia es la radiación solar extraterrestre  $R_{ext}$  que incide en la parte alta de la atmósfera y que se calcula mediante las fórmulas expuestas en el Capítulo 3 (ecuaciones 3.3 a 3.10).

Los criterios aplicados como valores máximos y mínimos aceptables de cada medida de radiación se muestran en la Tabla 4.3 y se explican a continuación.

Tabla 4.3. Rangos de validación de los sensores de radiación.

<i>Variable</i>	<i>Tipo de sensor</i>	<i>Nombre del sensor</i>	<i>Límite inferior</i>	<i>Límite superior</i>
Radiación solar incidente ( $R_{si}$ )	Piranómetro	PRSA	0	$R_{ext}$
Radiación solar reflejada ( $R_{sr}$ )	Piranómetro	PRSV	0	$0.95 \times R_{si}$
Radiación neta	Radiómetro	RN	$-544 \text{ W m}^{-2}$	$R_{si}$
PAR incidente	Li-Cor	LRSA	0	$R_{si}$
PAR reflejada	Li-Cor	LRSV	0	$R_{sr}$

Los rangos para la radiación solar, tanto incidente como reflejada, suponen que debe ser menor que la radiación solar extraterrestre teórica debido a su paso a través de la atmósfera. En cuanto a la radiación solar reflejada, un albedo mayor de 0.95 se considera extremadamente raro. Los valores mayores detectados en la superficie terrestre corresponden a coberturas de nieve y rondan los valores 0.92-0.93, por lo que el límite de 0.95 es sobradamente prudente, teniendo en

cuenta las características climáticas de Doñana y que la presencia de agua reduce la reflexión de la luz.

El balance de radiación de onda larga es raramente positivo. Esto ocurre sólo en el caso especial de que una cubierta nubosa muy caliente se sitúe sobre una superficie muy fría (nubes de verano sobre hielo o nieve). Por tanto, incluso en condiciones de mínima reflexión de onda corta, se puede asegurar que la radiación neta, que incluye todas las longitudes de onda, es inferior a la radiación solar incidente.

Para estimar el valor mínimo de la radiación neta, se asume una situación ficticia de ausencia de radiación incidente y máxima emisión de radiación térmica terrestre. Teniendo en cuenta las temperaturas máximas medidas en el suelo y el agua en periodo de inundación y la ley de Stefan-Boltzmann, la emisión máxima correspondiente a un cuerpo negro a 40 °C sería de  $544 \text{ Wm}^{-2}$ . La situación es exagerada, porque las máximas temperaturas en superficie se registran poco después del mediodía en presencia de radiación solar incidente.

Por otro lado, la radiación fotosintéticamente activa (PAR) medida por los sensores Li-Cor, es la porción del espectro de radiación solar comprendida entre 400 y 700 nm, por lo que su medida, transformada de la densidad de fotones original a flujo energético, debe ser inferior a la medida de los piranómetros de la misma orientación. Esta conversión de unidades se realiza mediante el factor  $0.2195 \text{ W s } \mu\text{mol}^{-1}$  obtenido por Ross y Sulev (2000) para irradiancia global PAR en condiciones despejadas. Los mismos autores encontraron tan sólo un aumento del 0.05% de este factor en presencia de nubes. El factor de conversión depende del tipo de radiación tenida en cuenta (directa, difusa o global), y es un 6% mayor para radiación solar incidente que reflejada, debido a la traslación del máximo de la curva espectral de radiación reflejada a mayores longitudes de onda (Ross y Sulev, 2000). El criterio es por tanto conservador, teniendo en cuenta además que, según los mismos autores, la proporción de radiación PAR con respecto a la radiación solar global, en términos energéticos, tiene un valor estimado en torno a 0.4, mientras que el límite impuesto en esta metodología de validación es la unidad.

Se establecen de esta manera dos tipos de errores en las series de radiación:

- *Errores Superfluos*: Ocurren en piranómetros y sensores Li-Cor, y constituyen valores distintos de cero en horario nocturno. Son corregidos y no suponen una pérdida de información, pero pueden indicar un cierto error sistemático debido a “ruido” en la señal de transmisión de los datos o una cadencia en la medida, lo que contribuye a la elección entre sensores duplicados.

- *Datos No Válidos*: Ocurren en todos los sensores, son valores que exceden los rangos de medida establecidos. En el caso de la radiación solar incidente, datos por encima de límite máximo se recuperan si constituyen medidas aisladas.

Finalmente, la información no disponible de cada serie de datos de radiación se interpreta como la suma de los datos faltantes más los no válidos.

#### **4.3.3 Información de campo disponible**

La Tabla 4.4 y la Tabla 4.5 muestran el porcentaje de datos válidos disponibles por sensor y estación de medida durante los años hidrológicos 2006/2007, 2007/2008 y 2008/2009, que abarcan los periodos de estudio de todos los capítulos de la tesis. Los porcentajes se calculan con respecto al número de observaciones esperado cada año (52560 en año de 365 días y 52704 en año bisiesto), excepto en el caso del nivel de agua, que se calculan con respecto al periodo que permanece el sensor instalado. En la última fila de las tablas se indica si la estación completa ha permanecido inactiva ("Sin registros"), lo que afecta a todos los sensores instalados en ella. Si este valor más el porcentaje de información disponible de un sensor suman 100, significa que el sensor ha funcionado correctamente todo el tiempo que la estación ha permanecido activa, o que un posible fallo en un sensor duplicado se ha suplido con la sustitución por las medidas del equivalente. Si la suma es inferior a 100, indica que el tiempo restante se han producido fallos en ese sensor o que el sensor estaba desconectado. En ocasiones esta diferencia se debe a que el sensor no estaba aún instalado, como ocurre con el anemómetro de la estación D02 durante el año 2007/2008.

En general, el porcentaje de fallos es bajo o nulo debido a un buen mantenimiento de la instrumentación y a la rápida actuación en caso de averías. La mayor pérdida de información se produce en los sensores de temperatura del suelo a 0.5 m de profundidad (Tabla 4.5), que no fueron sustituidos por complicaciones técnicas (trabajar en suelo inundado) y por no modificar la compactación del sedimento, lo que podía afectar a sus propiedades térmicas. Los radiómetros netos resultaron ser los sensores menos resistentes a la intemperie, y la rotura o pérdida de estanquidad de sus cúpulas de polietileno de las que están provistos fue la causa de gran parte de las pérdidas de información, especialmente en la estación D05 por la mayor presencia de aves.

Tabla 4.4. Información disponible por estación, sensor y año hidrológico entre septiembre de 2006 y agosto de 2009 en las estaciones D01, D02 y D03 (%).

Sensor		Estación de medida								
		D01 L. Travieso			D02 L. Ánsares			D03 Huerta Tejada		
		06/07	07/08	08/09	06/07	07/08	08/09	06/07	07/08	08/09
Temperatura del agua	T +0,6m*	100	100	100	0	85	100	92		
	T +0,3m*	100	100	100	92	94	100	92	100	100
	T +0m	86	91	93	92	94	100	92	100	100
Temperatura del suelo	T -0m							92	100	100
	T -0,2							92	91	100
	T -0,4m							92	100	100
Nivel**		100	100	100	100	100	100	100	100	100
Meteorología	Viento					74	100			
Sin registros		0	0	0	8	6	0	8	0	0

\*Sensores situados a 0,5 y 1 m de altura sobre el sedimento hasta octubre 2007.

\*\*Porcentaje con respecto a la duración del periodo instalado cada año.

Tabla 4.5. Información disponible por estación, sensor y año hidrológico entre septiembre de 2006 y agosto de 2009 en las estaciones D04, D05 y D06 (%).

Sensor		Estación de medida								
		D04 L. Cerrado Garrido			D05 L. Vetalegua			D06 C. Resolimán		
		06/07	07/08	08/09	06/07	07/08	08/09	07/08	08/09	
Temperatura del agua	T +0,8m	91	91	100	94	100	99			
	T +0,6m	100	98	100	94	100	99			
	T +0,4m	100	98	100	94	99	99			
	T +0,2m	100	98	100	94	100	99			
	T +0m	100	98	100	94	100	99			
Temperatura del suelo	T -0m	95	98	100	94	100	99			
	T -0,25m	95	98	100	94	100	99			
	T -0,5m	0	0	0	0	0	0			
	T -0,75m	95	98	100	94	100	99			
	T -1m	74	97	100	94	100	81			
Nivel*		100	100	100	100	100	50	100	98	
Meteorología	T aire	100	98	91	100	97	90			
	HR	100	98	91	100	97	90			
	Viento	100	98	91	100	97	90			
	Lluvia	100	98	91	100	97	90			
	Rsi	100	98	100	94	80	72			
	Rsr	100	82	91	95	80	82			
	RN	95	87	100	32	48	89			
	PARi	90	79	92						
	PARr1	88	77	91						
	PARr2	91	79	91						
Sin registros		0	2	0	0	0	0	0	33	

\*Porcentaje con respecto a la duración del periodo instalado cada año.

La Figura 4.3 muestra el resultado de la validación de los datos de radiación solar incidente, solar reflejada y global neta entre septiembre de 2006 y agosto de 2009. La cantidad de errores superfluos (ES en la figura) es considerable en los piranómetros de la estación D04, pero al tratarse de errores que ocurren durante la noche no constituyen una pérdida de información y son sustituidos por ceros. Se trata generalmente de registros de poca magnitud ( $0.1-0.2 \text{ W m}^{-2}$ ), e indican seguramente un ruido de fondo ocasionado por la instalación eléctrica de la estación, que para medidas diurnas se considera despreciable. La cantidad de datos faltantes es superior a la presentada en la Tabla 4.5 porque se refiere en este caso a cada sensor individual, que ha podido estar desconectado temporalmente aunque permanezca activa la estación de medida. La validación automática por rangos de valores admisibles ha detectado escasos errores (E1 y E2 en la figura), y prácticamente ninguno bajo el valor mínimo establecido. Los datos no válidos se han identificado en su gran mayoría por observación directa dentro de los rangos normales de medida. Las medidas más afectadas por esta validación manual han sido las de radiación neta debido a la fragilidad de los sensores, como se ha explicado anteriormente.

En cuanto a los sensores de radiación PAR, se ha corregido un porcentaje considerable de errores superfluos, que suponen entre un 24 y un 39% de las series de datos entre septiembre de 2006 y agosto de 2009. La disponibilidad total de información en este periodo es de un 86-88% según el sensor, siendo la principal causa de pérdida de información los datos faltantes (11% en todos los sensores). La validación por rangos admisibles ha identificado un máximo de 3% de errores en las series, siendo la causa más frecuente la ocurrencia de registros por debajo del valor mínimo establecido.

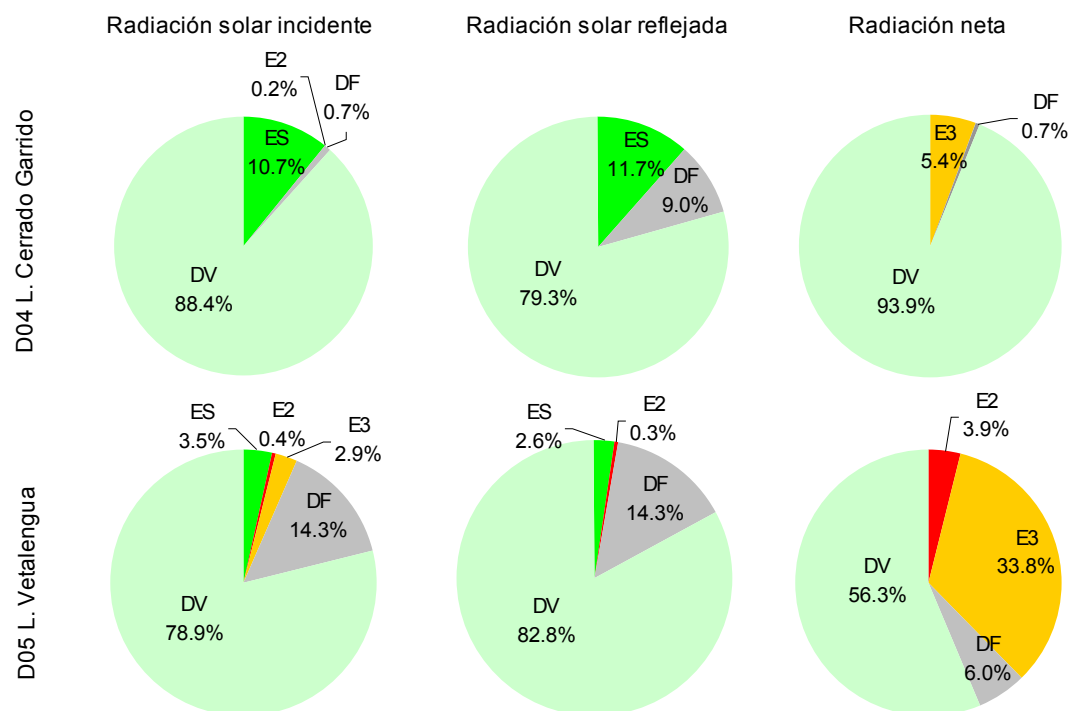


Figura 4.3. Resultados de la validación de datos de radiación (%) entre septiembre de 2006 y agosto de 2009. DV = Datos válidos; ES = Errores superfluos; E2 = Errores bajo límite mínimo admisible; E3 = Errores detectados en validación manual; DF = Datos faltantes.

## 4.4 Casos especiales de tratamiento de la información

### 4.4.1 Distribución de frecuencias de la intensidad del viento

La distribución de frecuencias más utilizada para describir la velocidad del viento por su flexibilidad, adecuación a observaciones y sencillez de estimación es la distribución de Weibull. Se considera que una variable aleatoria  $x$  tiene una distribución de Weibull si su función de densidad de probabilidad se define como (Montgomery y Runger, 2002):

$$f(x) = \begin{cases} \frac{k}{\lambda} \left(\frac{x}{\lambda}\right)^{k-1} e^{-(x/\lambda)^k}, & \text{para } x > 0 \\ 0, & \text{para } x \leq 0 \end{cases} \quad (4.1)$$

donde  $\lambda$  es un parámetro de escala con las mismas unidades que la variable y  $k$  es el parámetro de forma, ambos positivos.

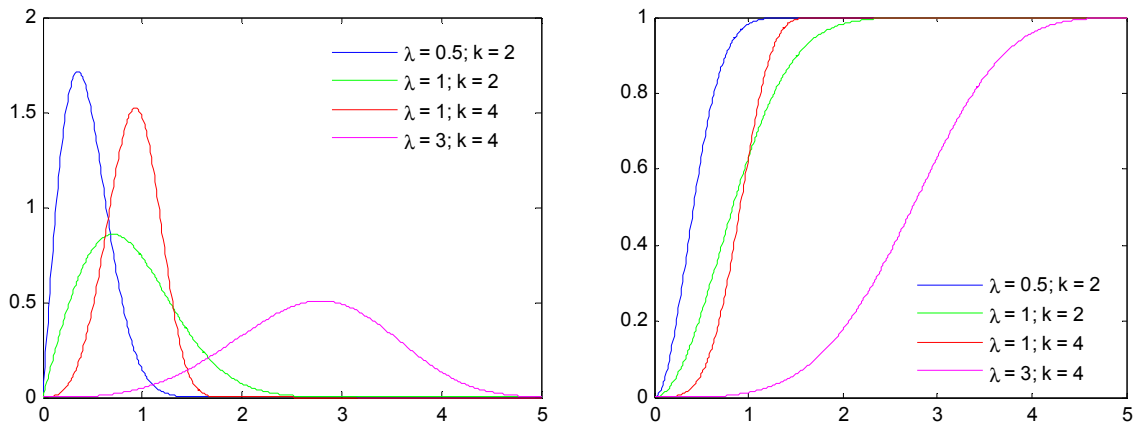


Figura 4.4. Función de densidad de probabilidad (izquierda) y densidad de probabilidad acumulada (derecha) para una distribución de Weibull con diferentes parámetros de escala ( $\lambda$ ) y forma ( $k$ ).

La probabilidad de que una observación adquiriera un valor menor o igual a un valor preestablecido está dado por la integral de la ecuación anterior entre los rangos  $-\infty$  y el valor en cuestión  $a$ , siendo el valor de la integral menor o igual a la unidad.

$$P(x \leq a) = \int_{-\infty}^a f(x) dx \quad (4.2)$$

La función de densidad de probabilidad acumulada que permite calcular estas probabilidades, si  $x$  tiene una distribución de Weibull, está dada por la expresión:

$$F(x) = 1 - e^{-\left(\frac{x}{\lambda}\right)^k} \quad (4.3)$$

Y la media  $\mu$  y la varianza  $\sigma^2$  de  $x$  se definen en función de los parámetros de la función de distribución de la siguiente manera:

$$\mu = \delta \Gamma \left( 1 + \frac{1}{k} \right) \quad (4.4)$$

$$\sigma^2 = \lambda^2 \Gamma \left( 1 + \frac{2}{k} \right) - \lambda^2 \left[ \Gamma \left( 1 + \frac{1}{k} \right) \right]^2 \quad (4.5)$$

donde  $\Gamma$  es la distribución Gamma (Montgomery y Runger, 2002).

La función de Weibull tiene dos casos especiales, la función exponencial ( $k=1$ ) y la de Rayleigh ( $k=2$ ), esta última utilizada para describir el viento en ocasiones de escasa información sobre la variabilidad de velocidades (Seguro y Lambert, 2000).

Entre los métodos más comunes de estimación de los parámetros se encuentran el de la máxima verosimilitud y el denominado método gráfico (Seguro y Lambert, 2000). El primero requiere un proceso de cálculo iterativo para resolver las siguientes ecuaciones:

$$k = \left( \frac{\sum_{i=1}^n x_i^k}{\sum_{i=1}^n x_i^k} - \frac{\sum_{i=1}^n \ln(x_i)}{n} \right)^{-1} \quad (4.6)$$

$$\lambda = \left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^k \right)^{1/k} \quad (4.7)$$

El método gráfico, más sencillo aunque menos exacto que el anterior, se basa en una transformación logarítmica doble de la ecuación (4.3), que se puede escribir como:

$$\ln\{-\ln[1 - F(x)]\} = k \ln(x) - k \ln(\lambda) \quad (4.8)$$

Representando  $\ln(x)$  frente a  $\ln\{-\ln[1-F(x)]\}$  resultaría una línea de pendiente  $k$  y que corta al eje de ordenadas en el punto  $-k \ln(\lambda)$ .

#### 4.4.2 Análisis wavelet

El análisis wavelet permite estudiar en una serie temporal diferentes frecuencias o periodos de oscilación presentes en ella no necesariamente estacionarios en el tiempo. Se puede entender como una “traducción” de la serie al espacio tiempo-frecuencia, de manera que, además de identificar las frecuencias que contienen mayor potencia como en el tradicional análisis de Fourier, se puede observar su evolución en el tiempo. Una alternativa similar es el análisis espectral móvil basado en la transformada de Fourier, que extrae información espectral local de



sucesivos segmentos o ventanas móviles de la serie. Este último presenta, sin embargo, inconvenientes de precisión y eficacia derivados de la imposición del tamaño fijo de la ventana de análisis, cuya predeterminación además puede no ser adecuada en el caso de analizar series susceptibles de presentar un amplio rango de frecuencias dominantes (Torrence y Compo, 1998). La transformada wavelet ofrece mejor localización de las singularidades de la serie en el espacio tiempo-frecuencia, con una resolución temporal variable en función de la frecuencia estudiada (Daubechies, 1992).

En el análisis de Fourier la señal se descompone en funciones seno de varias frecuencias. En el análisis wavelet, la señal se compara con versiones a diferente escala (comprimidas o expandidas) de una misma función wavelet trasladada en el tiempo. Versiones extendidas de la función wavelet (mayor escala) se comparan con segmentos más amplios de la serie temporal, evaluando variaciones a largo plazo (menor frecuencia).

#### **4.4.2.1 Transformada wavelet continua**

En función del método de selección de los parámetros de escala y traslación, se diferencia entre transformada wavelet discreta (TWD) o continua (TWC). La TWD ofrece una representación compacta de la señal original mediante una selección sistemática de escalas que resulta de utilidad en el procesamiento de señales y compresión de información. La TWC puede operar a cualquier escala, ofreciendo una representación redundante de la señal y más costosa en términos computacionales, pero también más apropiada para el análisis de series temporales (Torrence y Compo, 1998).

Una función wavelet  $\Psi(\eta)$  es una función localizada tanto en el tiempo como en la frecuencia, que depende del parámetro “temporal” adimensional  $\eta$ . Existen muchas funciones wavelet, con las propiedades comunes de tener media cero y rápido decaimiento, por las que reciben su nombre en alusión a una pequeña onda. Pueden ser complejas o reales, y tener diferentes formas y amplitudes. Una de las más utilizadas es la wavelet de Morlet, definida como

$$\Psi_0(\eta) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{i\omega_0\eta} e^{-\frac{1}{2}\eta^2} \quad (4.9)$$

Aquí  $\omega_0$  es la frecuencia adimensional, tomada con valor  $\omega_0=6$  por la condición de admisibilidad de media nula. La wavelet de Morlet se utiliza frecuentemente en el análisis de variables

geofísicas y climáticas por su buena compensación entre localización en tiempo y frecuencia y por su adecuada forma ondulada, a semejanza de los cambios que se esperan de las variables a las que se aplica (Figura 4.5).

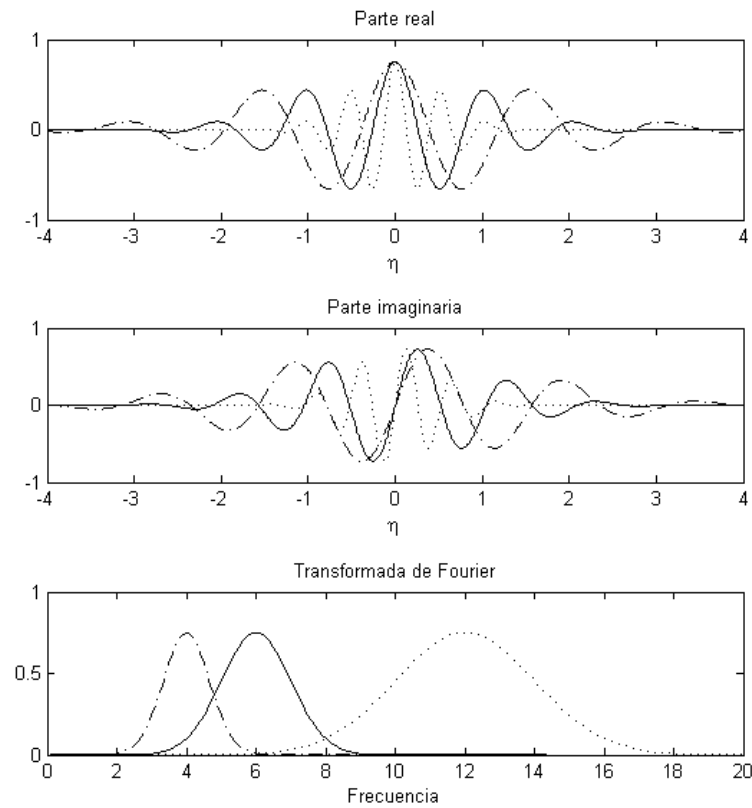


Figura 4.5. Parte real, imaginaria y transformada de Fourier de la wavelet Morlet ( $\omega_0=6$ ) para diferentes escalas  $s$ :  $s=0.5$  (línea de puntos);  $s=1$  (línea continua) y  $s=1.5$  (línea de puntos y rayas).

La TWC de una serie temporal ( $x_n, n=1,...,N$ ) con incrementos de tiempo uniformes  $\delta t$  se define como la convolución de  $x_n$  con una versión de la wavelet  $\psi_0(\eta)$  escalada y desplazada en el tiempo:

$$W_n(s) = \sqrt{\frac{1}{\delta t}} \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \Psi_0^* \left[ \frac{(n'-n)\delta t}{s} \right] \quad (4.10)$$

Donde el subíndice \* indica el conjugado de un número complejo. La función wavelet “madre”  $\psi_0$  se comprime o expande en función del *parámetro de escala*  $s$ , y se desplaza temporalmente

mediante el *índice de localización*  $n$ . El efecto de la variación de  $s$ , tanto en la forma de la función como en su representación espectral, se puede comprobar en la Figura 4.5. El factor  $\sqrt{1/\delta t}$  en la ecuación (4.10) se incluye por motivos de normalización, para hacer comparables las diferentes escalas. Detalles del proceso de cálculo de la TWC se pueden consultar en Torrence y Compo (1998). Además, se define el espectro de potencia wavelet como  $|W_n(s)|^2$  y la fase local como el argumento complejo de  $W_n(s)$  (Grinsted *et al.*, 2004).

Un ejemplo de la identificación de frecuencias no estacionarias mediante la representación del espectro de potencia wavelet se muestra en la Figura 4.6. Se trata de una señal sintética  $x_n$  ( $n=0,\dots,7000$ ) que contiene una oscilación de periodo  $T=200$  entre los instantes  $t=100$  y  $t=6000$ , más una oscilación de periodo  $T=25$  entre los instantes  $t=3000$  y  $t=4000$ . La representación del espectro de potencia wavelet proporciona la localización en el tiempo (eje de abscisas) y la frecuencia (eje de ordenadas) de las oscilaciones presentes en la serie. Nótese además que, debido al rápido decaimiento de las wavelet de pequeña escala, la localización temporal es mejor en la oscilación de periodo corto, mientras que la localización espectral es mejor en la oscilación de periodo largo.

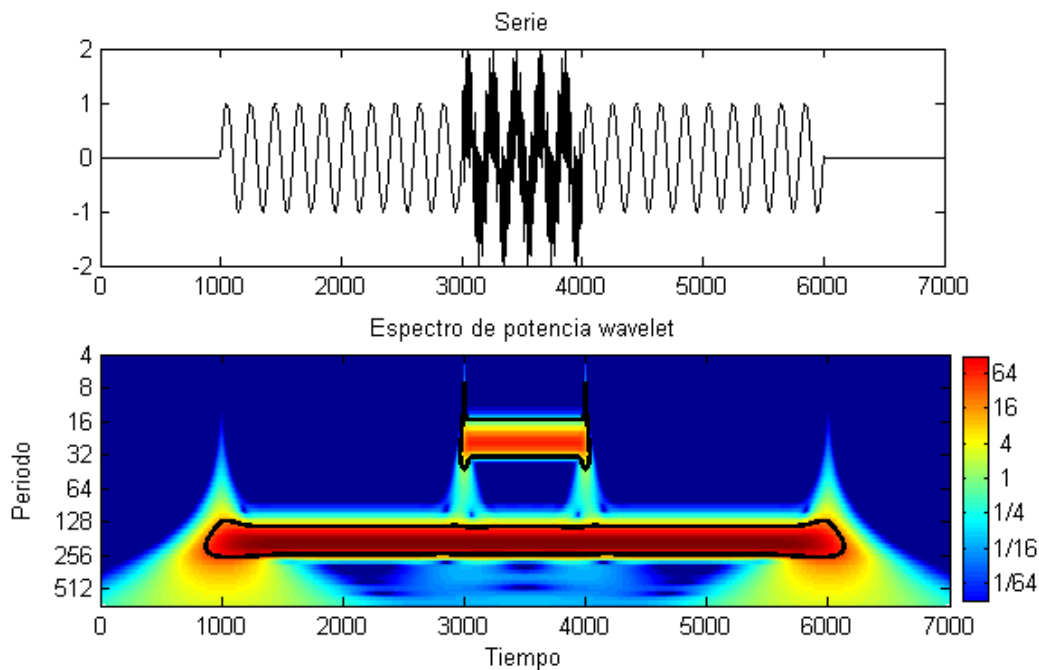


Figura 4.6. Ejemplo de análisis wavelet con una serie sintética que contiene periodicidades transitorias de 200 y 25 incrementos de tiempo.

El cálculo de la TWC se ve afectado por efectos de borde de la serie temporal, por lo que se define un cono de influencia en el espectro wavelet como el área en la cual una discontinuidad de borde hace decaer la potencia wavelet por el factor  $e^{-2}$ . Para la función wavelet de Morlet, esta área se delimita como  $\sqrt{2}s$  (Torrence y Compo, 1998).

La significancia estadística de los resultados del espectro de potencia wavelet se determina mediante un contraste de hipótesis con un determinado espectro de potencia de ruido de fondo. Muchas variables geofísicas y climáticas se pueden modelizar como ruido blanco (espectro Fourier plano) o browniano (Figura 4.7).

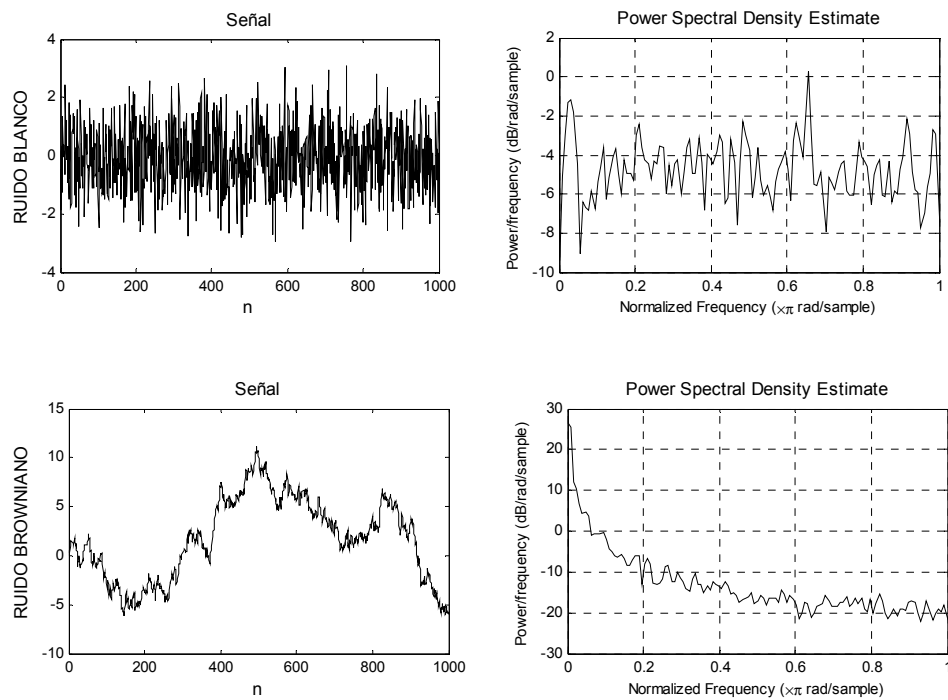


Figura 4.7. Ruido blanco y browniano (izquierda) y su densidad espectral (derecha).

El ruido de tipo browniano presenta una alta correlación y su potencia decae a medida que aumenta la frecuencia  $f$ , siendo la densidad espectral proporcional a  $f^{-2}$ . Un modelo simple de ruido browniano es el modelo autorregresivo de primer orden (modelo AR(1) o proceso de Markov), en el que las observaciones están correlacionadas con la inmediatamente anterior:

$$x_n = \alpha x_{n-1} + z_n \quad (4.11)$$

donde  $\alpha$  es la autocorrelación de primer orden ( $\alpha=0$  para ruido blanco),  $x_0=0$  y  $z_n$  pertenece a ruido blanco.

Torrence y Compo (1998) determinaron la distribución del espectro wavelet teórico de un proceso de ruido blanco o browniano como:

$$\frac{|W_n(s)|^2}{\sigma^2} \Rightarrow \frac{1}{2} P_k \chi_2^2 \quad (4.12)$$

donde “ $\Rightarrow$ ” indica “se distribuye como”;  $P_k$  es el espectro medio en la frecuencia de Fourier  $k$  que corresponde a la escala  $s$  (para Morlet,  $k = 1.03/s$ ), dependiente a su vez de  $\alpha$ ; y  $\chi_2^2$  es la distribución chi cuadrado con dos grados de libertad (para wavelets reales, la distribución sería  $P_k \chi_1^2$ ). Una vez establecida la distribución del ruido de fondo y determinado  $\alpha$ , se escoge un nivel de confianza para  $\chi^2$  (por ejemplo 95%), y se pueden calcular niveles de significancia estadística para cada escala del espectro de potencia wavelet.

#### 4.4.2.2 Transformada wavelet cruzada y coherencia wavelet

El análisis wavelet también permite analizar dos variables conjuntamente. Se define la transformada wavelet cruzada (TWX) de dos variables  $x_n$  e  $y_n$  como  $W^{XY} = W^X W^{Y*}$ . La potencia wavelet cruzada ( $|W^{XY}|$ ) sirve para identificar áreas de alta potencia común, mientras que el argumento complejo de  $W^{XY}$  se puede interpretar como la fase relativa local en el espacio tiempo-frecuencia entre  $x_n$  e  $y_n$ . La fase en sí no es una medida de causalidad, pero si dos variables se encuentran físicamente correlacionadas, es de esperar que mantengan una diferencia de fase constante o poco variable en la escala considerada.

Otro parámetro de utilidad es la coherencia wavelet (CW) de dos series temporales, que se define como el cuadrado del valor absoluto del espectro de la TWX suavizado y normalizado (Grinsted et al., 2004):

$$R_n^2(s) = \frac{|s(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{s(s^{-1}|W_n^X(s)|^2)s(s^{-1}|W_n^Y(s)|^2)} \quad 0 \leq R_n^2(s) \leq 1 \quad (4.13)$$

donde  $S$  es un operador de suavizado en tiempo y escala. Por semejanza con el coeficiente de correlación tradicional, se interpreta la coherencia wavelet como la correlación local entre dos variables  $x_n$  e  $y_n$  en el espacio tiempo-frecuencia. Dado que la transformada wavelet conserva la varianza, la coherencia es una precisa representación de la covarianza normalizada entre dos series de datos punto a punto, útil incluso cuando las TWCs de las series individuales son débiles (Torrence y Compo, 1998). El nivel de significancia estadística de la CW es estimado mediante simulaciones de Monte Carlo, contrastando los valores de coherencia de las series estudiadas con espectros de series aleatorias (Grinsted *et al.*, 2004).

#### **4.4.2.3 Transformaciones de los datos**

Dadas las hipótesis de significancia estadística adoptadas (ruido browniano normalmente distribuido), es importante atender a la distribución de frecuencias de los datos utilizados. Es por tanto necesario comprobar que las series se aproximan a una distribución normal y que se pueden modelizar razonablemente bien mediante un modelo autorregresivo AR(1). Estas condiciones se pueden comprobar mediante procedimientos gráficos como la adecuación al gráfico de probabilidad de distribución normal y la representación de las funciones de autocorrelación y autocorrelación parcial de las series de datos.

La función de autocorrelación simple mide la correlación entre los valores de la serie distanciados un lapso de tiempo  $k$ . Dada una secuencia temporal de  $N$  observaciones  $x_1 \dots x_N$ , se pueden formar  $N-1$  parejas de observaciones contiguas  $(x_1, x_2)$ ,  $(x_2, x_3)$ , ...,  $(x_{N-1}, x_N)$  y calcular el coeficiente de correlación de estas parejas ( $-1 \leq r_1 \leq 1$ ). Análogamente se pueden formar parejas con puntos separados una distancia  $k$ , y se calcula el coeficiente de autocorrelación  $r_k$ . La función de autocorrelación es el valor de los coeficientes de autocorrelación  $r_k$  en función del retardo  $k$ . En el coeficiente de autocorrelación parcial de orden  $k$ , se calcula la correlación entre parejas de valores separados esa distancia pero eliminando el efecto debido a la correlación producida por retardos anteriores a  $k$ .

Para un modelo AR(1) se puede demostrar que los coeficientes de la  $r_k = \alpha^k$  y que la función de autocorrelación parcial sólo presenta el primer retardo significativo. Por tanto ambas funciones tienen los aspectos característicos que presenta la Figura 4.8.

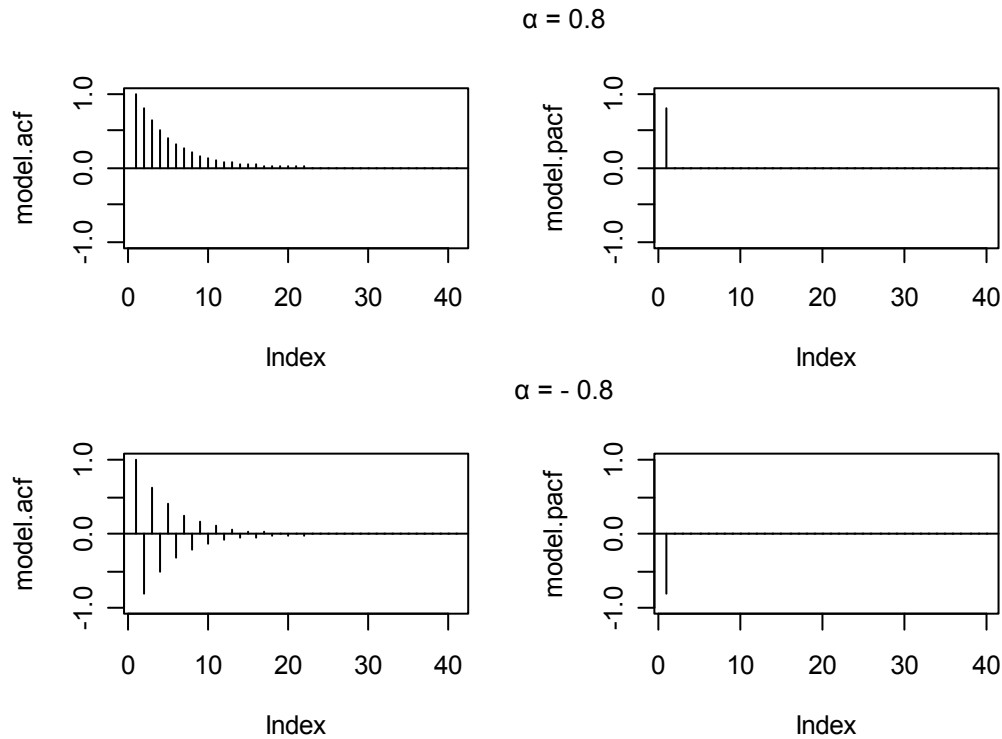


Figura 4.8. Funciones de autocorrelación simple (izquierda) y parcial (derecha) teóricas de un modelo AR(1) con coeficiente  $\alpha > 0$  (superior) y  $\alpha < 0$  (inferior).

Para lograr la normalidad y estacionariedad necesarias en las series, se suelen aplicar transformaciones o descomposiciones de las series temporales como la sustracción de tendencias o periodicidades, transformaciones logarítmicas o exponenciales. La familia de transformaciones Box-Cox es una de las más utilizadas para ello, y se define como

$$x'_t = \begin{cases} (x_t^\lambda - 1)/\lambda & \lambda \neq 0 \\ \log(x_t) & \lambda = 0 \end{cases} \quad (4.14)$$

donde  $x_t$  es el dato original,  $x'_t$  el dato transformado y  $\lambda$  es el parámetro de transformación que se obtiene por medio del método de máxima verosimilitud. La Figura 4.9 muestra el resultado de esta transformación para la serie de velocidades del viento diarias de la estación D04 L. Cerrado Garrido del año hidrológico 2006/2007. Los gráficos representados comparan la función de distribución acumulada de la serie (cruces azules) en comparación con la que tendría una distribución normal (línea roja).

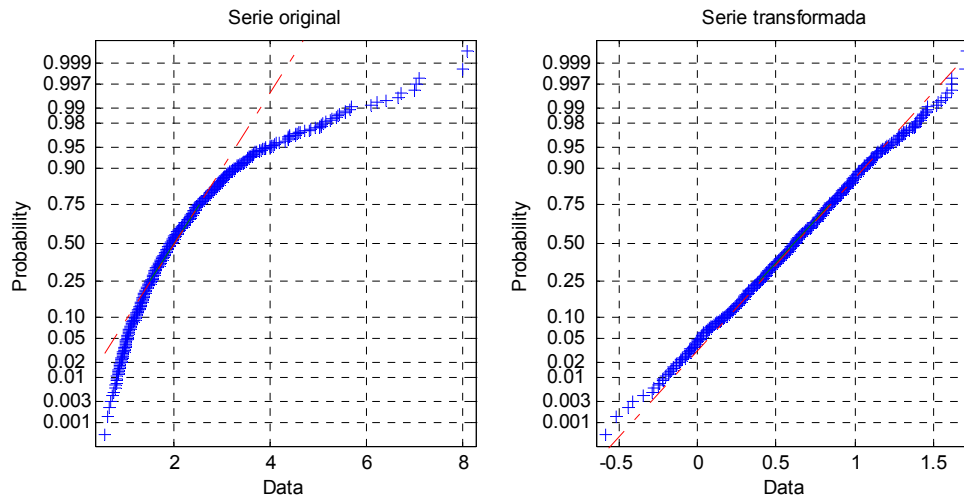


Figura 4.9. Gráficos de probabilidad de distribución normal de la serie de velocidad del viento diaria en D04 L. Cerrado Garrido (2006/2007) antes (izquierda) y después (derecha) de una transformación Box-Cox.

## 4.5 Referencias

ALLEN, R.G., 1996. Assessing integrity of weather data for reference evapotranspiration estimation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 122(2), p. 97.

BLADÉ CASTELLET, E., 2005. *Modelación del flujo en lámina libre sobre cauces naturales. Análisis integrado con esquemas en volúmenes finitos en una y dos dimensiones* Dir: M. Gómez Valentín. Universitat Politècnica de Catalunya. Departament d'Enginyeria Hidràulica, Marítima i Ambiental.

DAUBECHIES, I., 1992. *Ten lectures on wavelets*. Philadelphia: Society for Industrial and Applied Mathematics (SIAM).

GRINSTED, A., MOORE, J.C. y JEVREJEVA, S., 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(5-6), p. 561-566.

MONTGOMERY, D.C. y RUNGER, G.C., 2002. *Probabilidad y estadística aplicadas a la ingeniería*. 2ª edn. México: Limusa.

ROSS, J. y SULEV, M., 2000. Sources of errors in measurements of PAR. *Agricultural and Forest Meteorology*, 100(2-3), p. 103-125.

SEGURO, J.V. y LAMBERT, T.W., 2000. Modern estimation of the parameters of the Weibull wind speed distribution for wind energy analysis. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 85(1), p. 75-84.



TORRENCE, C. y COMPO, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1), p. 61-78.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO), 2007. *Guide to the global observing system*. WMO no. 488. 3rd edn. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization.



## **CAPÍTULO 5**

---

### **CARACTERIZACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA DE LA MARISMA DE DOÑANA**



## 5.1 Introducción

En este capítulo se analizan las variables hidrometeorológicas medidas en la marisma de Doñana con el objetivo de caracterizar su evolución a diferente escala temporal y en el dominio de la frecuencia. El análisis interanual comprende los tres años hidrológicos consecutivos 2006/2007, 2007/2008 y 2008/2009, mientras que la caracterización a escala mensual y diaria se centra en el año hidrológico 2006/2007. Se selecciona este año por motivos de calidad de los datos de campo e idoneidad de las condiciones de inundación para el posterior análisis del balance térmico superficial. Las variables estudiadas son la temperatura del aire, la humedad relativa del aire, el régimen de viento superficial, la pluviometría y la cota de agua.

Las medidas meteorológicas proceden de las estaciones D04 L. Cerrado Garrido (en adelante D04) y D05 Vetalengua (en adelante D05). Las medidas de nivel de agua se realizan también en las estaciones D01 L. Travieso, D02 L. Ánsares, D03 Huerta Tejada y D06 C. Resolimán (en adelante D01, D02, D03 y D06).

En el dominio temporal, se utilizan técnicas de estadística descriptiva para la caracterización de las series de datos a escala interanual, mensual y diaria, adaptando en el caso del viento los parámetros de estudio a la naturaleza vectorial de esta variable. El análisis estadístico de los eventos de precipitación se realiza utilizando el programa Storm Water Management Model (SWMM, versión 5.0) de la Agencia de Protección Medioambiental Estadounidense (EPA, en sus siglas en inglés). En caso de hacer referencia a las estaciones del año hidrológico, éstas se distribuyen de la siguiente manera:

- Otoño: meses de septiembre, octubre y noviembre.
- Invierno: diciembre, enero y febrero.
- Primavera: marzo, abril y mayo.
- Verano: junio, julio y agosto.

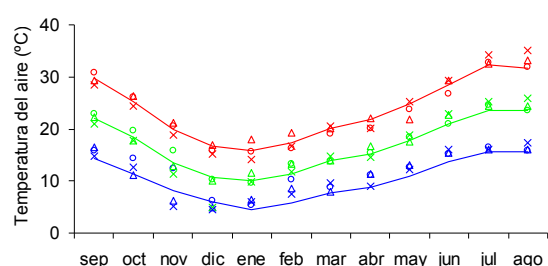
La identificación de periodos significativos de oscilación presentes en las series y su evolución temporal se realiza mediante la técnica de análisis wavelet, utilizando la herramienta desarrollada por Grinsted *et al.* (2004) para MATLAB, disponible libremente en internet, en la dirección <http://www.pol.ac.uk/home/research/waveletcoherence>.

## 5.2 Temperatura del aire

### 5.2.1 Variación interanual de la temperatura del aire

La temperatura media del aire durante los tres años hidrológicos contemplados fue de 17.18 °C en D04 y de 16.91 °C en D05. La temperatura mínima absoluta registrada fue -2.12 °C (enero de 2009) y la máxima 40.10 °C (septiembre de 2006), ambas en la estación D04. La Figura 5.1 muestra los promedios mensuales de temperaturas diarias medias, máximas y mínimas del aire en las dos estaciones en comparación con los valores históricos de las mismas variables en la estación meteorológica del Palacio de Doñana, situada en el borde occidental de la marisma (Siljeström *et al.*, 2002). Si bien se observa una gran correspondencia entre los valores medios registrados e históricos, las temperaturas mínimas entre los meses de enero y junio fueron generalmente más elevadas durante los tres años de estudio. Concretamente, la estación D05 presenta en la mayoría de los casos una amplitud térmica mensual (diferencia entre media de máximas y media de mínimas) menor que D04 y que la media histórica, seguramente debido a que su localización es más cercana al litoral. Las diferencias interanuales no son muy relevantes dentro de los registros de cada estación, y son especialmente bajas en los meses cálidos (septiembre, julio y agosto).

A) D04 L. Cerrado Garrido



B) D05 L. Vetalegua

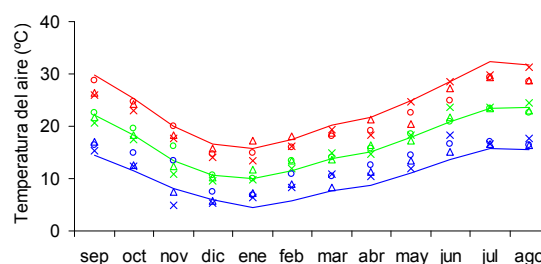


Figura 5.1. Promedios mensuales de la temperatura del aire máxima (rojo), media (verde) y mínima (azul) diaria en los años hidrológicos 2006/2007 ("o"), 2007/2008 ("Δ") y 2008/2009 ("x"). En línea continua valores históricos de las mismas variables en la estación meteorológica del Palacio de Doñana (Siljeström *et al.*, 2002).

### 5.2.2 Variación intra-anual de la temperatura del aire

El discurso anual de las temperaturas medias diarias del aire se puede describir con una curva senoide. El ajuste por mínimos cuadrados utilizando las temperaturas medias diarias de las dos estaciones y los tres años hidrológicos contemplados resulta en la siguiente curva, representada en la Figura 5.2:

$$T_a = 17.04 + 6.45 \sin(\omega D - 1.99) \quad (5.1)$$

donde  $T_a$  es la temperatura media diaria del aire,  $\omega=2\pi/T$ ,  $T=365$  días y  $D$  el día juliano (i.e., el 1 de enero corresponde a  $D = 1$ ). El error cuadrático medio obtenido es  $3.87^\circ\text{C}$ , que supone el 23% de la temperatura media total.

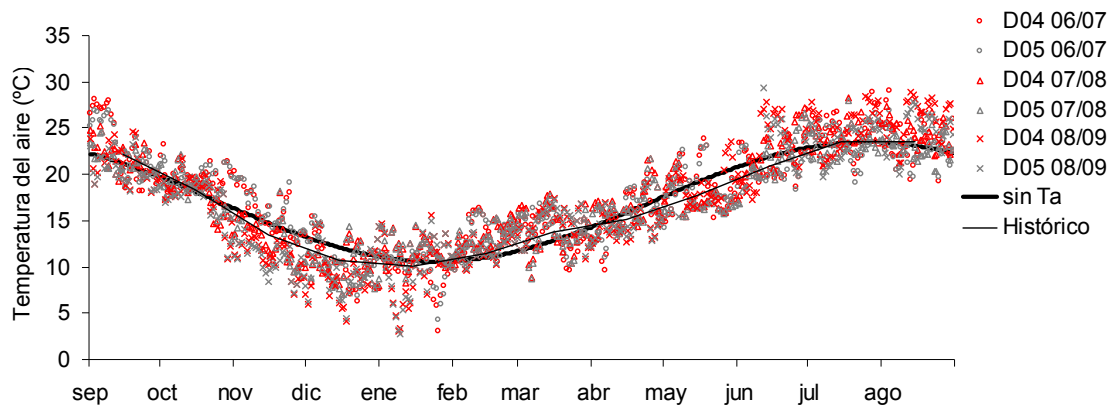


Figura 5.2. Temperatura media diaria del aire, valores históricos y ciclo anual estimado.

La variabilidad interdiaria de la temperatura del aire se estudia a partir del incremento en su valor medio en días consecutivos, restando a la temperatura media de un día la del día anterior. Centrando el análisis en el año hidrológico 2006/2007, la Figura 5.3 muestra la distribución mensual de frecuencias de este incremento. Los valores positivos (calentamiento) predominan los meses de primavera (marzo, abril y mayo), llegando a superar el 60% de los casos en el mes de abril. El enfriamiento interdiurno es más frecuente los meses de octubre y febrero, aunque en términos anuales su frecuencia equivale a la del calentamiento. El rango predominante de variación de temperatura es  $\pm 1^\circ\text{C}$ , que supone, en la estación D05, más del 70% de los casos

entre los meses de octubre y febrero. La estación D04, por su mayor distancia al mar, presenta más variabilidad de incrementos de temperatura del aire y registra superiores frecuencias alejadas de este rango, siendo máxima la ocurrencia de cambios de temperatura intensos, tanto positivos como negativos, en el mes de agosto.

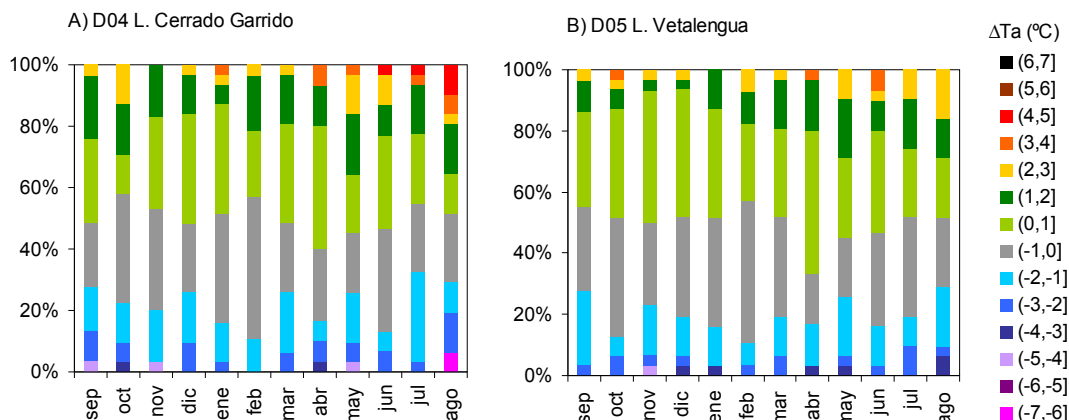


Figura 5.3. Frecuencias relativas mensuales del incremento de la temperatura media diaria, 2006/2007.

Los histogramas mensuales de los registros de temperatura del aire permiten describir su variabilidad a lo largo del año sin atender al momento concreto de ocurrencia. Para ello, se clasifican los datos registrados cada 10 minutos durante el año hidrológico 2006/2007 en rangos de 5 °C de amplitud, representados en la Figura 5.4, cuyos estadísticos se resumen en la Tabla 5.1. Ambos muestran una variabilidad mes a mes considerable de la temperatura del aire. La amplitud de los histogramas, equivalente al rango mensual de variación de las temperaturas, es mínima el mes de febrero y tiende a aumentar hacia el comienzo y final del año hidrológico, con mínimos secundarios los meses de noviembre y junio. Siempre es menor en la estación D05, lo cual se debe más a la diferencia de las temperaturas mínimas que de las máximas, ambas más extremas en la estación D04. En coherencia con esto, la desviación típica mensual es mayor en la estación D04, y el coeficiente de apuntamiento o curtosis es superior en D05 debido a la mayor concentración de registros de temperatura en los intervalos de distribución centrales en esta estación. Todas las distribuciones mensuales presentan asimetría a la derecha excepto las de febrero y la de octubre en D05, lo que se traduce en una mayor variabilidad general de las temperaturas máximas que de las mínimas.



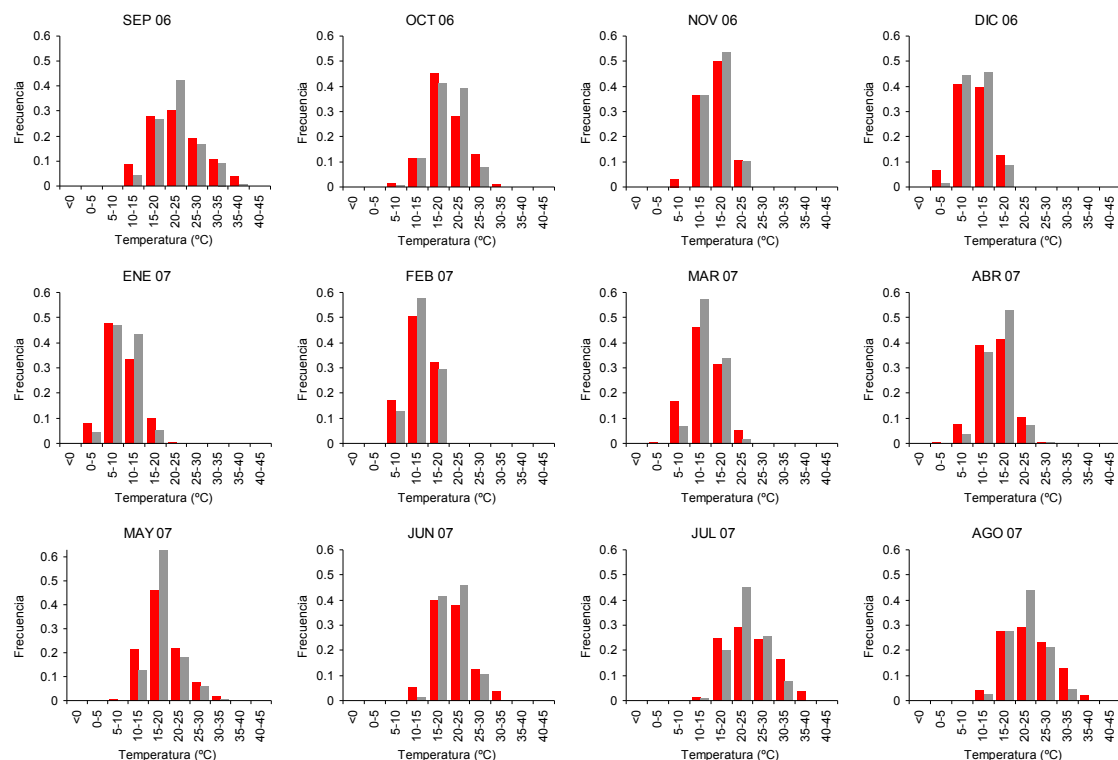


Figura 5.4. Distribución mensual de los registros de temperatura del aire tomados cada 10 min durante el año hidrológico 2006/2007. Estaciones: D04 L. Cerrado Garrido (rojo) y D05 L. Vetangula (gris).

Tabla 5.1 Estadísticas mensuales de la temperatura del aire, 2006/2007.

Año	Mes	Media		Mínimo		Máximo		Rango		Desv. est.		Asimetría		Curtosis	
		D04	D05	D04	D05	D04	D05	D04	D05	D04	D05	D04	D05	D04	D05
2006	9	22.91	22.64	9.86	10.59	40.1	38.93	30.24	28.34	6.07	4.88	0.42	0.50	2.57	3.02
	10	19.68	19.64	8.62	8.68	31.85	29.50	23.23	20.82	4.43	3.66	0.22	-0.26	2.98	3.27
	11	15.90	16.20	8.53	10.05	24.58	24.69	16.05	14.64	3.46	2.98	0.01	0.07	2.26	2.22
	12	10.32	10.57	1.51	3.99	19.83	20.35	18.32	16.36	3.68	3.05	0.09	0.26	2.17	2.43
2007	1	9.66	10.04	0.5	2.07	21.07	19.40	20.57	17.33	3.81	2.89	0.26	0.10	2.77	3.38
	2	13.17	13.30	6.21	6.94	19.46	19.88	13.25	12.94	2.82	2.46	-0.30	-0.34	2.21	2.33
	3	13.62	14.01	4.4	6.01	23.81	22.16	19.41	16.15	3.65	2.72	0.05	0.05	2.60	3.00
	4	15.40	15.73	3.73	6.15	26.39	25.65	22.66	19.50	3.81	3.03	0.04	0.05	3.15	3.24
	5	18.45	18.57	9.33	10.84	32.02	33.12	22.69	22.28	4.45	3.50	0.72	0.98	3.30	4.36
	6	21.02	20.80	12.07	12.79	33.09	30.75	21.02	17.96	4.29	3.12	0.50	0.73	2.71	3.68
	7	24.56	23.46	12.86	13.39	39.61	36.25	26.75	22.86	5.78	4.21	0.32	0.28	2.24	2.70
	8	23.47	22.51	12.17	11.31	39.77	37.75	27.6	26.44	5.71	4.27	0.31	0.27	2.22	2.99
Total		17.36	17.31	0.5	2.07	40.1	38.93	39.6	36.86	6.62	5.68	0.10	0.07	0.62	0.50

### 5.2.3 Variación diurna de la temperatura del aire

Las variaciones diurnas de la temperatura del aire mostradas en la Figura 5.5 describen la evolución media horaria durante las 24 horas del día de cada mes del año hidrológico 2006/2007. Se obtienen realizando el promedio para cada hora del día de los registros tomados a intervalos de tiempo de 10 min con las series completas de cada mes. Las escalas de colores son idénticas en ambos gráficos para facilitar la comparación entre ellos, y las líneas de contorno se sitúan a intervalos de 2 °C. De esta manera resultan evidentes los ciclos diarios, con temperaturas del aire mínimas entre las 5 y las 7 h y máximas entre las 11 y las 16 h. Estos ciclos se encuentran más retrasados los meses de invierno con respecto a los meses de verano. De manera análoga a la amplitud térmica mensual comentada en el apartado anterior, la amplitud térmica diaria es mínima en el mes de febrero y máxima en los meses de julio, agosto y septiembre. La distancia entre líneas de contorno muestra una evolución diurna de temperaturas asimétrica, siendo más intenso el calentamiento que el enfriamiento. Los mayores ascensos de temperatura horaria se producen en los meses de julio y agosto entre las 6 y las 7 h (más de 3 °C h<sup>-1</sup>), y los enfriamientos más intensos en la misma época del año entre las 18 y las 19 h (1-2 °C h<sup>-1</sup>). Durante todo el año la amplitud térmica diaria es superior en D04 que en D05, destacando la diferencia en los meses de julio y agosto por la menor magnitud y adelantamiento en el tiempo de la máxima temperatura en D05 con respecto a D04.

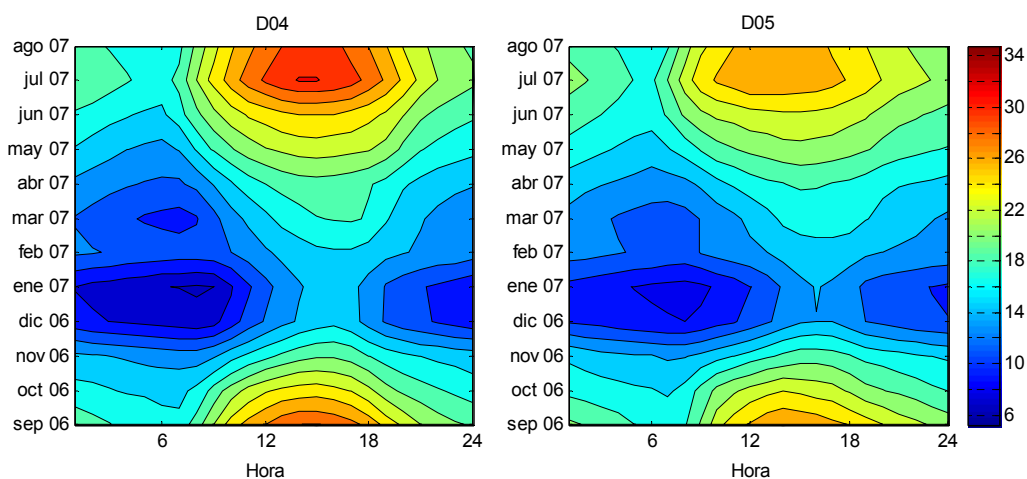


Figura 5.5. Discurso medio horario y mensual de la temperatura del aire durante el año hidrológico 2006/2007.

#### 5.2.4 Análisis wavelet

La Figura 5.6 muestra el espectro de potencia wavelet de la serie de temperatura media diaria del aire en la estación D04 L. Cerrado Garrido durante los tres años hidrológicos contenidos entre los meses de septiembre de 2006 y agosto de 2009. Los resultados en el análisis wavelet son prácticamente iguales en las dos estaciones de medida, por lo que en adelante sólo se presentan para esta estación. Previamente al análisis, se ha eliminado la media y la tendencia periódica anual de la serie mediante la sustracción de la ecuación (5.1) a la serie de medias diarias, y se ha comprobado gráficamente su ajuste a una distribución normal y a un modelo AR1. De esta manera, se puede realizar un contraste de hipótesis para evaluar la significancia estadística de los resultados obtenidos frente al espectro de potencia de ruido browniano, cuya densidad espectral decrece con la frecuencia, que se señala en la figura como líneas de contorno negras. También se tiene en cuenta el efecto de borde de la serie o cono de influencia, señalado como áreas laterales blancas.

Esta figura muestra la evolución en el tiempo (eje de abscisas) de las frecuencias o periodos de oscilación entre 2 y 64 días (eje de ordenadas) presentes en la serie. Los periodos significativos obtenidos son inferiores al mes. Largos periodos de oscilación, del orden de 8 a 20 días, se producen en la primavera de los tres años contemplados (algo más retrasado en 2009). Además, periodos de oscilación de entre 8 y 30 días surgen en invierno de 2008-2009. Los periodos menores de 8 días se caracterizan por duraciones cortas y distribución temporal dispersa, siendo menos frecuentes en épocas de aparición de periodos largos.

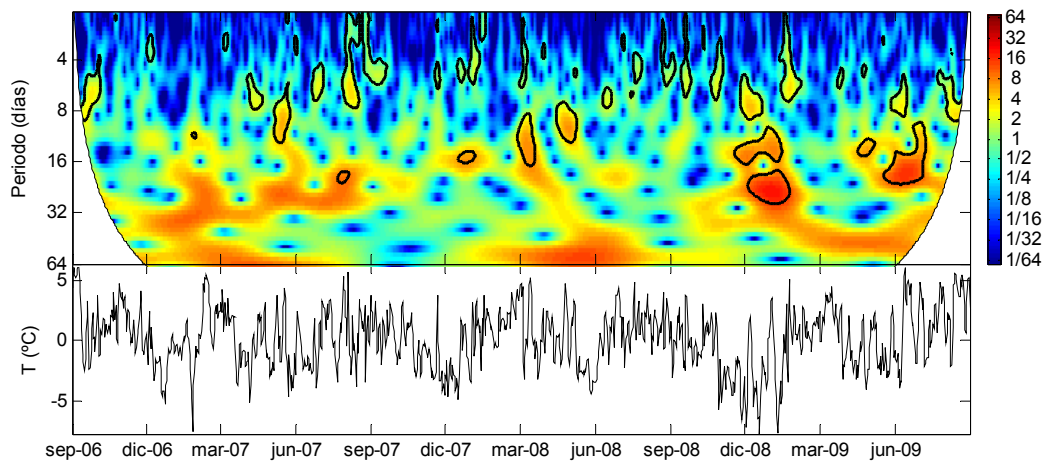


Figura 5.6 Espectro de potencia wavelet de la serie de temperatura diaria del aire en D04 L. Cerrado Garrido. La línea de contorno negra indica nivel de significancia del 5% con respecto a ruido rojo, y las áreas laterales blancas delimitan el cono de influencia donde los efectos de borde distorsionan los resultados. En la parte inferior se muestra la serie transformada, sin media ni oscilación periódica anual.

Mayores frecuencias de oscilación se estudian con las series de datos de temperatura horaria del aire durante el año 2006/2007, previamente normalizadas mediante una transformación de Box-Cox (Figura 5.7). Como era de esperar, el periodo de oscilación de 24 h es lo más significativo, pero es interesante su evolución temporal. Existen épocas del año en las que el ciclo diario se debilita, dejando de ser significativo de manera repetida entre mediados de octubre y mediados de diciembre y de nuevo en el mes de febrero. Como se verá más adelante, estas fechas coinciden con las mayores frecuencias de eventos de precipitación, lo que indica que el paso repetido de eventos meteorológicos altera el ciclo diurno cuyo motor es la radiación solar. Ocasionalmente, aparece una frecuencia superpuesta a la diaria de 12 h, más visible durante los meses de diciembre y enero. Variaciones semidiurnas de variables meteorológicas en superficie como viento, temperatura y presión atmosférica han sido extensamente documentadas (e.g., Hsu y Hoskins, 1989; Dai y Wang, 1999). Se denominan generalmente “mareas atmosféricas” y son el resultado de ondas gravitacionales internas generadas por la combinación del calentamiento solar directo de la atmósfera y la transferencia turbulenta de calor desde la superficie. Estas ondas tienen periodos característicos diurnos y semidiurnos, aunque a partir de 30° de latitud las ondas diurnas no alcanzan la superficie. En latitudes medias del hemisferio norte, las ondas semidiurnas son más intensas en los meses de invierno que de verano (Dai y Wang, 1999), tal como se observa en la Figura 5.7.

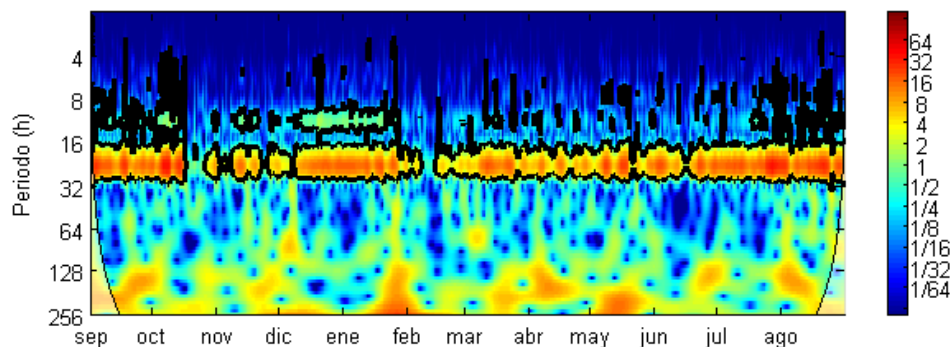


Figura 5.7. Espectro de potencia wavelet de la temperatura horaria del aire en D04 L. Cerrado Garrido durante el año hidrológico 2006/2007. La línea de contorno negra indica nivel de significancia del 5% con respecto a ruido rojo, y las áreas laterales clareadas delimitan el cono de influencia donde los efectos de borde distorsionan los resultados.

## 5.3 Humedad relativa del aire

### 5.3.1 Variación interanual de la humedad relativa

La Figura 5.8 muestra los promedios mensuales de la humedad relativa máxima, mínima y media diaria, para los que no se han encontrado valores de referencia climáticos comparables. Existen mayores diferencias interanuales que en el caso de la temperatura, y entre las dos estaciones de medida se puede distinguir valores medios y mínimos superiores en D05 a partir del mes de abril. Los valores máximos, sin embargo, son muy parecidos entre diferentes años y estaciones.

La humedad relativa media diaria ( $\pm$ desviación estándar) de los tres años representados fue  $70.80 \pm 12.17\%$ , con un rango de variación comprendido entre 30.41 y 94.77%. Las máximas diarias ( $88.00 \pm 6.56\%$ ) fueron 2.5 veces menos variables que las mínimas ( $46.63 \pm 17.01\%$ ). En promedio, la estación D05 registró humedades del aire un 2.81% superiores a las de D04 y un 2% menos variables, principalmente debido a la superioridad de sus valores mínimos.

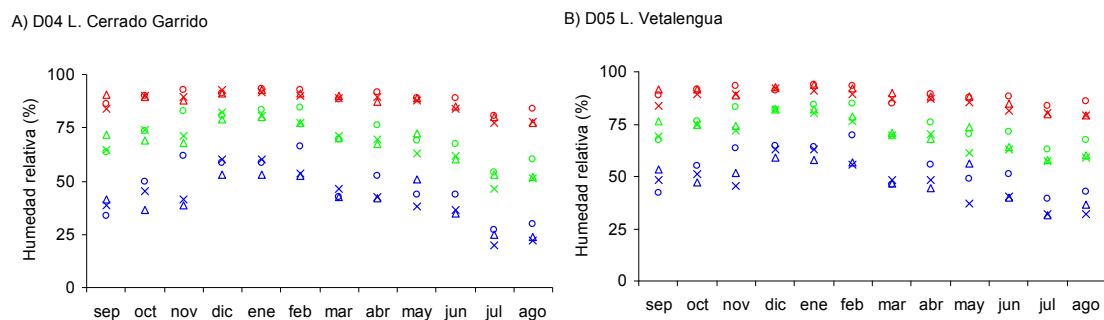


Figura 5.8. Promedios mensuales de la humedad relativa del aire máxima diaria (rojo), media (verde) y mínima diaria (azul) en los años hidrológicos 2006/2007 ("o"), 2007/2008 ("Δ") y 2008/2009 ("x").

### 5.3.2 Variación intra-anual de la humedad relativa

Del mismo modo que con la temperatura del aire, se ajusta por mínimos cuadrados la siguiente tendencia cíclica anual de la humedad relativa media diaria del aire, representada en la Figura 5.9:

$$HR = 70.8 + 11.86 \sin(\omega D - 4.84) \quad (5.2)$$

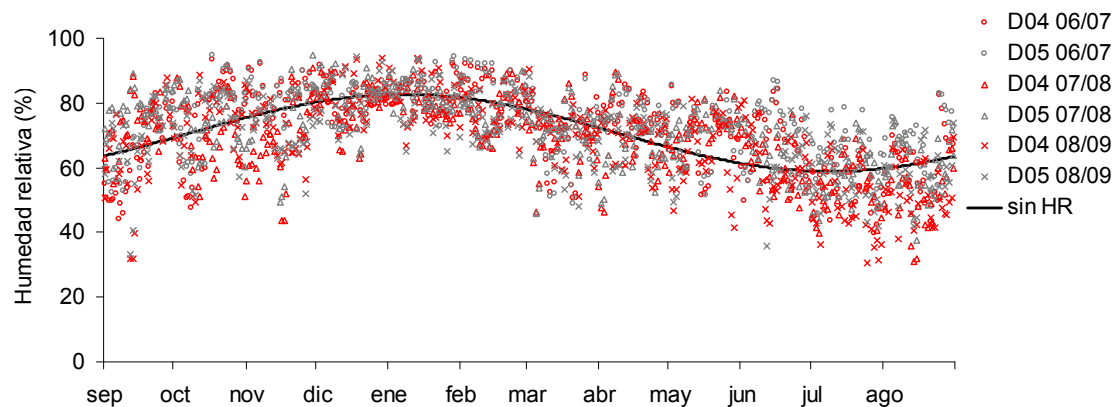


Figura 5.9. Promedios diarios de HR y ciclo anual ajustado. (RMSE=13.7%, que supone el 19% de la media).

La tendencia anual de la humedad relativa se encuentra prácticamente en oposición de fase con respecto a la temperatura del aire, siendo la diferencia de fase (fase  $T_a$  – fase  $HR$ ) igual a  $0.9\pi$ .

La distribución mensual de frecuencias de humedad relativa del aire (Figura 5.10 y Tabla 5.2) presenta histogramas claramente asimétricos a la izquierda. Humedades relativas mayores que el 80% son muy frecuentes entre los meses de octubre y febrero, mientras que magnitudes inferiores al 50% cobran importancia en septiembre, octubre y a partir del mes de mayo. Es en este periodo, y especialmente en los meses de julio y agosto, cuando tienen lugar las mayores diferencias entre las dos estaciones de medida, siendo la humedad media superior en D05.

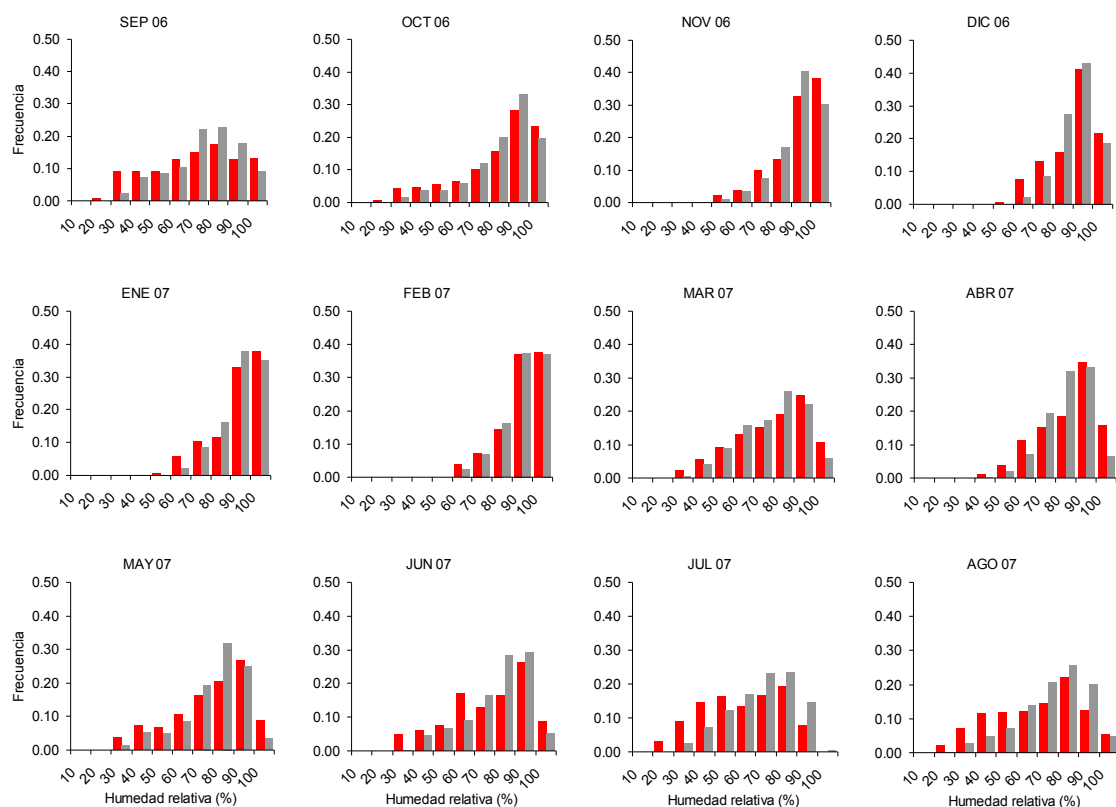


Figura 5.10. Histogramas mensuales de humedad relativa del aire en D04 (rojo) y D05 (gris) durante el año hidrológico 2006/2007.

Tabla 5.2. Estadística mensual de registros de HR (10 min).

Año	Mes	Media		Min		Max		Rango		Desvest.		Asimetría		Curtosis	
		D04	D05	D04	D05	D04	D05	D04	D05	D04	D05	D04	D05	D04	D05
2006	9	63.14	67.68	13.18	17.10	95.80	96.90	82.62	79.80	21.57	17.49	-0.33	-0.53	2.02	2.54
	10	73.74	76.26	16.79	20.83	95.40	96.80	78.61	75.97	19.86	16.56	-1.09	-1.19	3.19	3.85
	11	82.87	82.91	38.19	40.27	95.80	96.60	57.61	56.33	11.82	10.51	-1.36	-1.30	4.27	4.48
	12	80.41	81.82	45.34	49.01	95.50	97.30	50.16	48.29	11.52	8.85	-0.91	-0.77	2.75	3.26
2007	1	83.23	84.46	43.18	50.53	96.10	97.50	52.92	46.97	11.89	9.69	-1.15	-1.01	3.33	3.28
	2	84.33	84.82	49.83	51.95	95.90	97.40	46.07	45.45	9.90	9.46	-1.28	-1.11	4.01	3.67
	3	69.39	69.00	22.12	26.88	95.10	95.90	72.98	69.02	17.67	15.38	-0.58	-0.48	2.33	2.42
	4	76.38	75.56	35.20	37.06	95.50	96.60	60.30	59.54	14.02	10.93	-0.74	-0.61	2.55	3.09
	5	68.83	70.08	23.24	22.98	94.00	95.10	70.76	72.12	18.42	14.87	-0.73	-1.01	2.55	3.56
	6	67.52	71.44	20.26	26.20	94.70	93.40	74.44	67.20	18.87	15.01	-0.53	-0.86	2.25	3.05
	7	54.36	63.19	12.17	18.82	89.10	90.90	76.93	72.08	19.06	15.43	-0.15	-0.41	1.92	2.38
	8	60.30	67.45	10.61	16.78	94.20	95.30	83.59	78.52	20.65	16.16	-0.33	-0.70	2.07	2.91
Total		71.94	74.47	10.61	16.78	96.10	97.50	85.49	80.72	19.21	15.49	-0.43	-0.57	1.66	2.19

### 5.3.3 Variación diaria de la humedad relativa

Existe una intensa ciclicidad diaria de la humedad relativa del aire inversa a la observada de temperatura del aire y con un discurso horario similar pero opuesto: rápidos descensos de la humedad durante el calentamiento matinal y progresivo ascenso en la tarde-noche, con máximos valores de madrugada. Asimismo, los ciclos diurnos alcanzan mayor amplitud en la estación D04 que en D05, destacando las diferencias diurnas en los meses de verano.

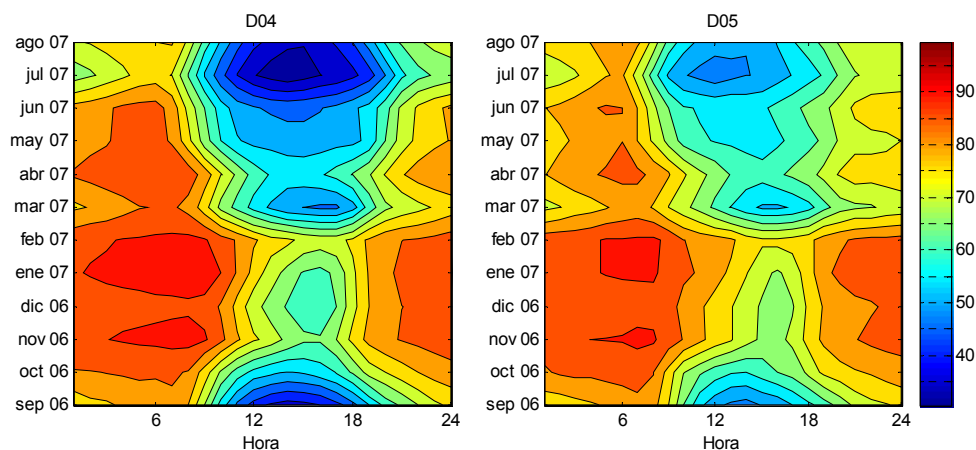


Figura 5.11. Discurso medio horario y mensual de la humedad relativa del aire (%) durante el año hidrológico 2006/2007.



### 5.3.4 Análisis wavelet

La estrecha relación existente entre la temperatura del aire y la humedad relativa se manifiesta de nuevo en los resultados del análisis en el espacio tiempo-frecuencia, que son muy similares a los ya presentados. La principal diferencia se produce en el espectro de potencia wavelet de datos diarios (Figura 5.12), donde aumenta la presencia de periodos de oscilación en la banda 8-32 días durante los meses de otoño. Además, disminuye la cantidad de periodos inferiores a 8 días con respecto a la temperatura.

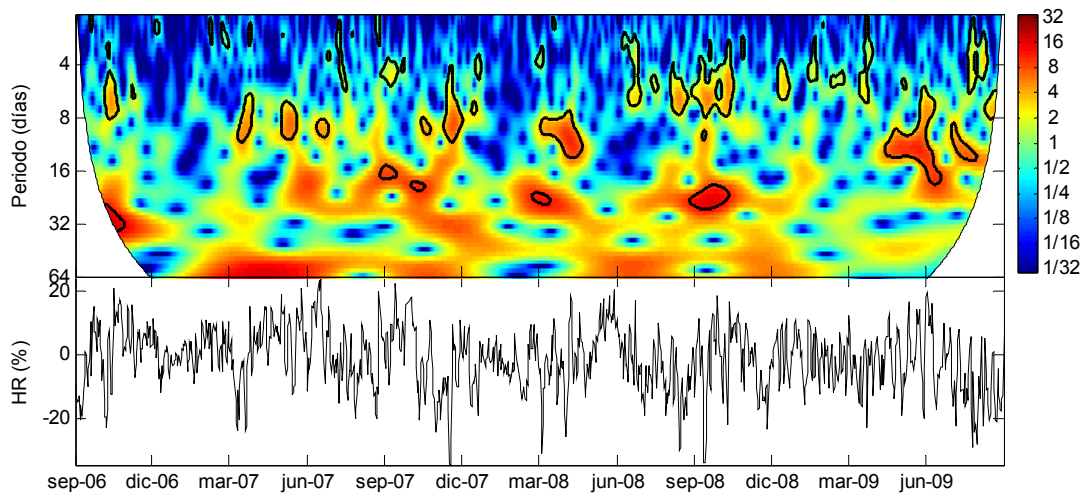


Figura 5.12. Espectro de potencia wavelet de la serie de humedad relativa diaria del aire en D04 L. Cerrado Garrido. La línea de contorno negra indica nivel de significancia del 5% con respecto a ruido rojo, y las áreas laterales blancas delimitan el cono de influencia donde los efectos de borde distorsionan los resultados. En la parte inferior se muestra la serie transformada, sin media ni oscilación periódica anual.

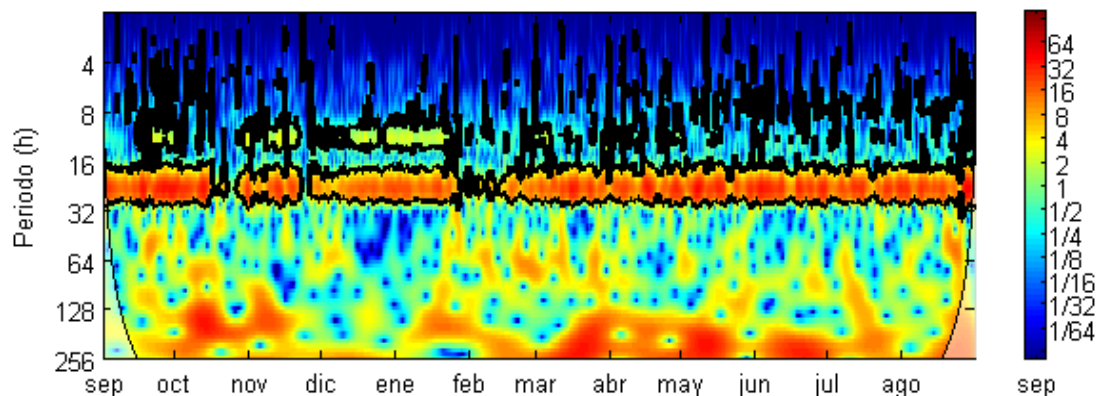


Figura 5.13. Espectro de potencia wavelet de la serie de humedad relativa horaria del aire en D04 L. Cerrado Garrido (año hidrológico 2006/2007). La línea de contorno negra indica nivel de significancia del 5% con respecto a ruido rojo, y las áreas laterales clareadas delimitan el cono de influencia donde los efectos de borde distorsionan los resultados. La serie original ha sido normalizada mediante la transformación de Box-Cox.

## 5.4 Precipitación

### 5.4.1 Variación interanual de la precipitación

La Tabla 5.3 contiene los volúmenes de precipitación acumulados los tres años hidrológicos 2006/2007, 2007/2008 y 2008/2009 en comparación con los valores históricos presentados por Siljeström *et al.* (2002) para la estación del Palacio de Doñana. En promedio, las precipitaciones registradas el primer año de estudio superaron en un 21% la media histórica, y los dos años hidrológicos posteriores fueron un 22% menos lluviosos. La variabilidad interanual, así como la diferente distribución estacional de las precipitaciones (Figura 5.14 y Figura 5.15), son propias del clima mediterráneo de Doñana y provocan condiciones muy diferentes de inundación en la marisma, como se verá más adelante. A pesar de la práctica ausencia de relieve en la marisma, se registran diferencias anuales acumuladas entre las dos estaciones de medida, separadas por una distancia de 16 km, del orden de 60-80 mm.

Tabla 5.3. Precipitación anual acumulada (mm) e información disponible (%).

<i>Año hidrológico</i>	<i>2006/2007</i>	<i>2007/2008</i>	<i>2008/2009</i>
D04	612 (99%)	386 (98%)	448 (100%)
D05	691 (100%)	451 (97%)	388 (90%)
Histórico	537		

#### 5.4.2 Reparto intra-anual de precipitaciones

Los hietogramas de las series diezminutales de precipitación muestran la distribución temporal e intensidad de los eventos registrados en cada estación (Figura 5.14 y Figura 5.15), que se distribuyen en los volúmenes mensuales acumulados que muestra la Figura 5.16. Por último, la Tabla 5.4 resume el reparto estacional de precipitaciones durante los tres años hidrológicos 2006/2007, 2007/2008 y 2008/2009. En ella, los días de lluvia se cuentan como fechas (registros de 0:10 a 24:00 h) en las que se recogen volúmenes mínimos de 0.6 mm, cantidad proporcional al vuelco de cazoleta de los pluviómetros (0.2 mm) inmediatamente superior al máximo rocío esperado de  $0.5 \text{ mm día}^{-1}$  (Muñoz Carpena y Ritter, 2005).

En líneas generales, la frecuencia, intensidad y volumen acumulado estacionalmente tiende a disminuir desde el principio al fin del año hidrológico, si bien los meses de agosto de 2007 y abril de 2008 registraron eventos excepcionales. Las mayores diferencias interanuales registradas se deben a la variabilidad de las precipitaciones en las estaciones de otoño y primavera. Sin una tendencia espacial clara, los meses de otoño presentaron también las mayores diferencias de frecuencia y volumen de precipitaciones entre las dos estaciones de medida. Los tres inviernos consecutivos registraron menores volúmenes acumulados que la media, principalmente por la escasez de lluvias en el mes de diciembre que históricamente es el más húmedo del año. Los tres veranos, exceptuando un evento excepcionalmente intenso en agosto de 2007, se distinguieron por la práctica ausencia de precipitaciones.

El año hidrológico 2006/2007 se caracterizó por un otoño muy lluvioso, llegando a registrar entre los meses de octubre y noviembre la mitad de la precipitación acumulada total y en torno al 30% de los días de lluvia del año en cada estación. Con la excepción del evento aislado a finales del mes de agosto de ese año, las máximas intensidades diezminutales se produjeron también en octubre y noviembre, superando en varias ocasiones los  $50 \text{ mm h}^{-1}$ . Las lluvias volvieron a finales de invierno y de primavera, pero con intensidades y volúmenes acumulados inferiores.

El año 2007/2008 fue mayoritariamente seco, salvo los meses de septiembre y abril, último de los cuales supuso un 30% del volumen de precipitación anual. Las lluvias otoñales de este año, necesarias para el llenado de la marisma, fueron las más escasas y débiles de los tres años comparados. Las principales diferencias con respecto al año húmedo anterior son la menor

frecuencia e intensidad media de las precipitaciones otoñales y la menor intensidad máxima de las invernales.

Las precipitaciones del año 2008/2009 se concentraron a principios de otoño y finales de invierno, con la ocurrencia de muy pocos eventos aislados a partir del mes de abril y una primavera y verano secos. Los días de lluvia se repartieron estacionalmente de manera muy similar al año húmedo 2006/2007, pero la intensidad media y los volúmenes acumulados en otoño fueron sensiblemente inferiores.

Tabla 5.4. Reparto estacional de precipitaciones.

Periodo <sup>(1)</sup>		Histórico (mm) <sup>(2)</sup>	Acumulado (mm)		% de anual		±% de histórico		Días lluvia <sup>(3)</sup>		Med. mm/día		Máx. mm/día	
			D04	D05	D04	D05	D04	D05	D04	D05	D04	D05	D04	D05
2006/2007	O	171.5	344.8	3 91.8	56.3	56.7	101.0	128.5	24.0	21.0	14.4	18.7	53.0	65.2
	I	241.6	141.2	170.0	23.0	24.6	-41.6	-29.6	19.0	20.0	7.4	8.5	41.6	55.2
	P	111.1	66.0	64.2	10.8	9.3	-40.6	-42.2	11.0	11.0	6.0	5.8	32.6	27.8
	V	12.8	60.8	64.8	9.9	9.4	375.0	406.3	3.0	3.0	20.3	21.6	59.4	59.4
	<b>Total</b>	<b>537.0</b>	<b>612.8</b>	<b>690.8</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>14.1</b>	<b>28.6</b>	<b>57.0</b>	<b>55.0</b>	<b>10.8</b>	<b>12.6</b>	<b>59.4</b>	<b>65.2</b>
2007/2008	O	171.5	114.6	207.2	29.7	46.0	-33.2	20.8	9.0	15.0	12.7	13.8	59.0	79.2
	I	241.6	108.4	97.6	28.1	21.7	-55.1	-59.6	15.0	14.0	7.2	7.0	21.6	22.0
	P	111.1	162.8	145.8	42.2	32.4	46.5	31.2	16.0	15.0	10.2	9.7	38.8	38.6
	V	12.8	0.0	0.0	0.0	0.0	-100.0	-100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	<b>Total</b>	<b>537.0</b>	<b>385.8</b>	<b>450.6</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>-28.2</b>	<b>-16.1</b>	<b>40.0</b>	<b>44.0</b>	<b>9.6</b>	<b>10.2</b>	<b>59.0</b>	<b>79.2</b>
2008/2009	O	171.5	192.2	159.0	42.9	41.0	12.1	-7.3	19.0	20.0	10.1	8.0	51.0	29.2
	I	241.6	192.6	152.0	43.0	39.2	-20.3	-37.1	23.0	24.0	8.4	6.3	46.8	42.0
	P	111.1	62.8	77.0	14.0	19.8	-43.5	-30.7	13.0	13.0	4.8	5.9	15.4	22.6
	V	12.8	0.0	0.0	0.0	0.0	-100.0	-100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	<b>Total</b>	<b>537.0</b>	<b>447.6</b>	<b>388.0</b>	<b>100.0</b>	<b>100.0</b>	<b>-16.6</b>	<b>-27.7</b>	<b>55.0</b>	<b>57.0</b>	<b>8.1</b>	<b>6.8</b>	<b>51.0</b>	<b>42.0</b>

(1) O=Otoño; I=Invierno; P=Primavera; V=Verano.

(2) Datos de Siljeström *et al.* (2002).

(3) Fechas (0 a 24 h) en las que se acumula un volumen mínimo de 0.6 mm.

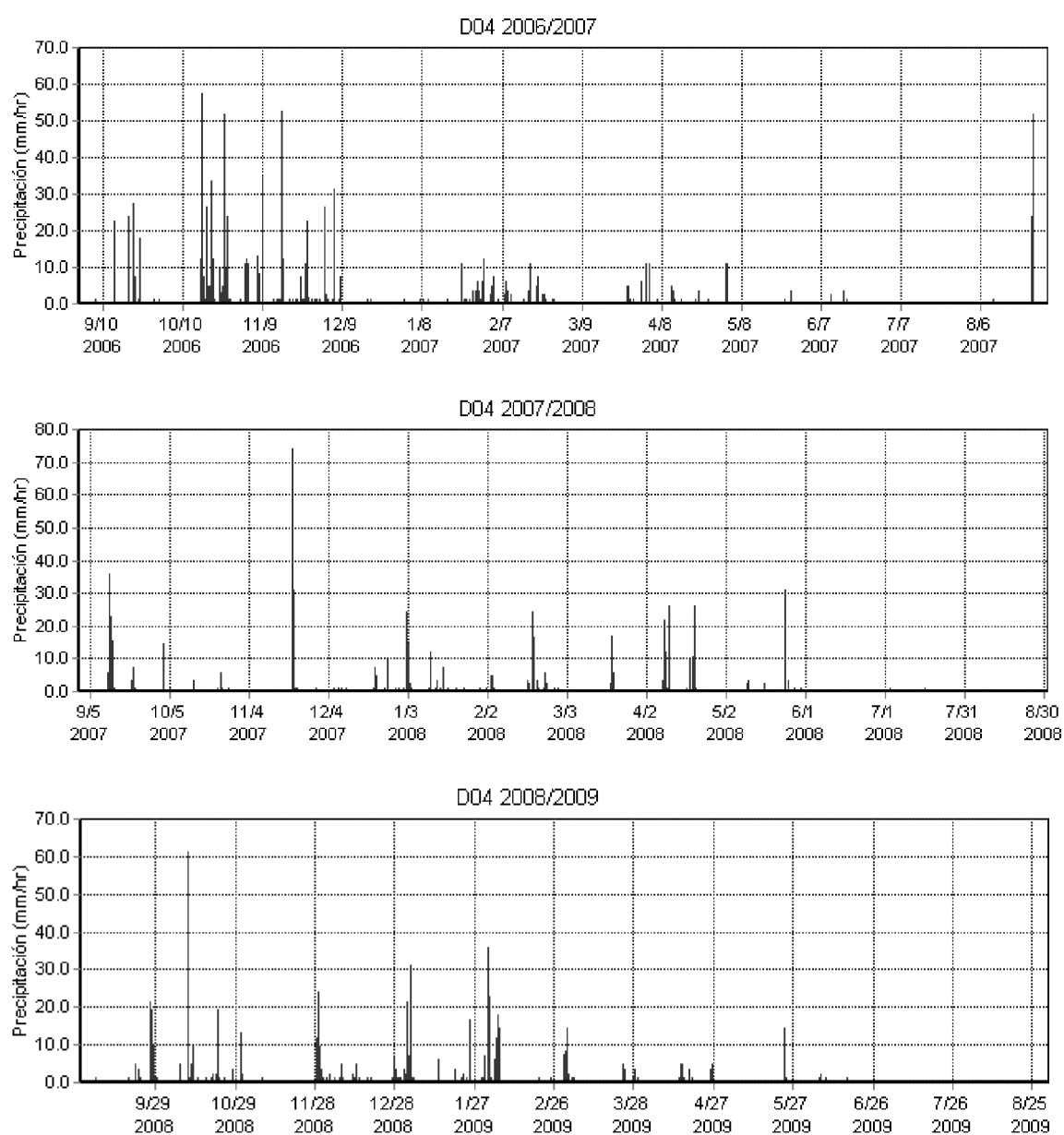


Figura 5.14. Hietogramas registrados en la estación D04 L. Cerrado Garrido. Las fechas se expresan en formato mm/dd/aaaa.

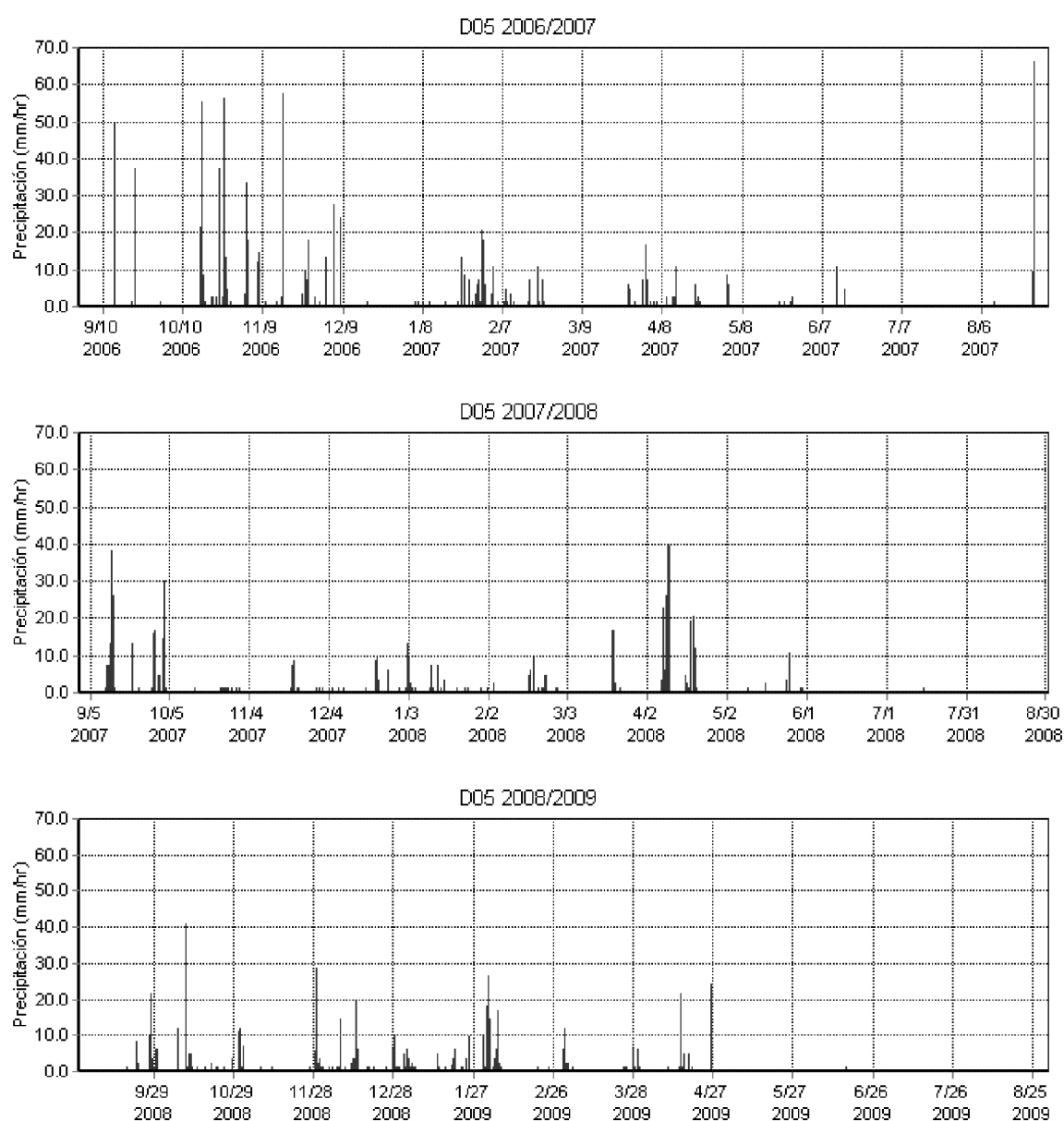


Figura 5.15. Hietogramas registrados en la estación D05 L. Vetallengua. Las fechas se expresan en formato mm/dd/aaaa.

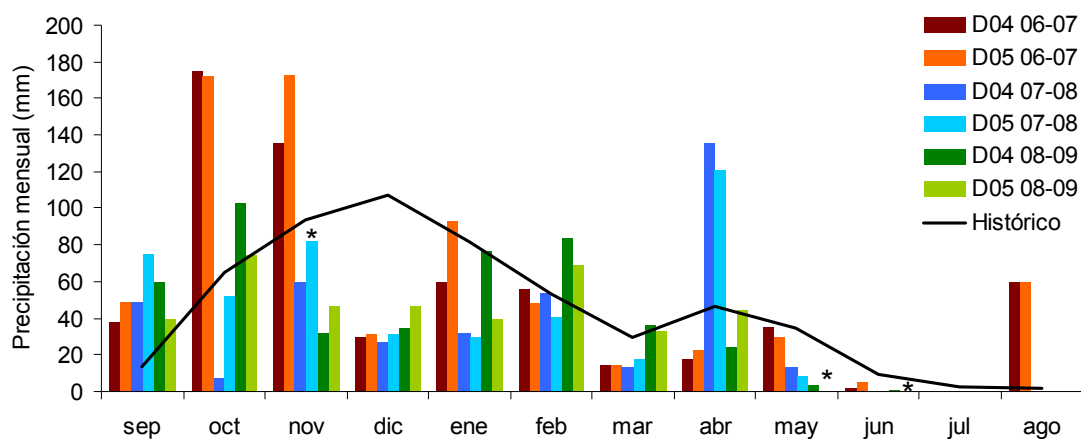


Figura 5.16. Precipitación mensual acumulada en las estaciones D04 y D05 entre septiembre de 2006 y agosto de 2009 comparada con la precipitación media histórica (Siljeström et al., 2002). Los asteriscos marcan meses con menos del 90% de datos disponibles.

### 5.4.3 Características de los eventos de precipitación

El análisis estadístico de los eventos de precipitación se realiza mediante el tratamiento de las series de registros cada 10 minutos utilizando el programa Storm Water Management Model (SWMM, versión 5.0) de la Agencia de Protección Medioambiental estadounidense (EPA).

Las precipitaciones registradas se distribuyen en eventos estableciendo dos condiciones: un volumen acumulado mínimo de 0.6 mm y un intervalo mínimo entre eventos de 8 h. La duración del intervalo temporal inter-evento se seleccionó atendiendo las recomendaciones de la EPA (2009), según las cuales los eventos de precipitación se pueden caracterizar por un proceso de Poisson en el cual los intervalos de tiempo intermedios siguen una distribución exponencial cuya media es igual a la desviación estándar (i.e., su coeficiente de variación es igual a uno). Se obtuvo el coeficiente de variación de los intervalos entre eventos para diferentes valores mínimos de 1 a 15 h, y se comprobó que el coeficiente decrece a medida que el intervalo aumenta, estabilizándose en torno a 1.7 para el umbral seleccionado de 8 h. La Tabla 5.5 muestra las propiedades medias anuales de los eventos registrados con estas condiciones.

Se registraron anualmente entre 35 y 47 episodios de lluvia en cada estación, que ocuparon entre un 3 y un 6% del tiempo de estudio (no coinciden con el número de días de precipitación del apartado anterior por estar definidos mediante el tiempo inter-evento). Según la distribución de

frecuencias de las propiedades de los eventos (Figura 5.17 y Figura 5.18), la mayoría de ellos (un mínimo del 60% cada año) tienen una intensidad media diezminutal inferior a  $4 \text{ mm h}^{-1}$ , máxima inferior a  $13 \text{ mm h}^{-1}$ , una duración inferior a 10 h y un volumen acumulado máximo de 10 mm. Una característica común a todos los años en ambas estaciones es la alta frecuencia de eventos con un volumen total acumulado inferior a 5 mm, que se atribuye como mínimo al 45% de los casos anuales, siendo ligeramente mayor la proporción en los años secos. El año hidrológico más húmedo, 2006/2007, presenta con más frecuencia valores altos de todas las características analizadas (intensidad, duración y volumen), aunque son más frecuentes los eventos de duración inferior a 9 h que en 2008/2009.

Durante el año húmedo 2006/2007, la principal diferencia entre las características medias de los eventos de precipitación de las dos estaciones de estudio es un mayor volumen total acumulado en D05 L. Vetallengua debido a superiores intensidades máximas. Los dos años posteriores no presentan diferencias homogéneas. Durante 2007/2008, los eventos de precipitación fueron de media más largos en D05 L. Vetallengua, si bien las mayores intensidades máximas de D04 L. Cerrado Garrido equilibraron el balance de volúmenes medios. En 2008/2009, la principal diferencia entre ellas fue una mayor duración y volumen medio acumulado en D04 L. Cerrado Garrido.

Tabla 5.5. Características medias anuales de los eventos de precipitación registrados.

<i>Estación de medida</i>	<i>D04 L. Cerrado Garrido</i>			<i>D05 L. Vetallengua</i>		
<i>Año hidrológico</i>	<i>2006/2007</i>	<i>2007/2008</i>	<i>2008/2009</i>	<i>2006/2007</i>	<i>2007/2008</i>	<i>2008/2009</i>
Nº eventos	45	35	46	43	39	47
Frecuencia*	0.06	0.03	0.05	0.05	0.04	0.05
Duración (h)	11.0	7.9	10.1	10.7	9.8	9.3
Intensidad media en 10 min (mm/h)	3.8	3.5	2.8	3.8	3.4	2.7
Intensidad máxima en 10 min (mm/h)	15.0	12.7	9.3	16.0	9.9	8.9
Volumen (mm)	13.7	11.4	9.7	16.1	11.6	8.2

\*Fracción del periodo completo correspondiente a eventos de precipitación.



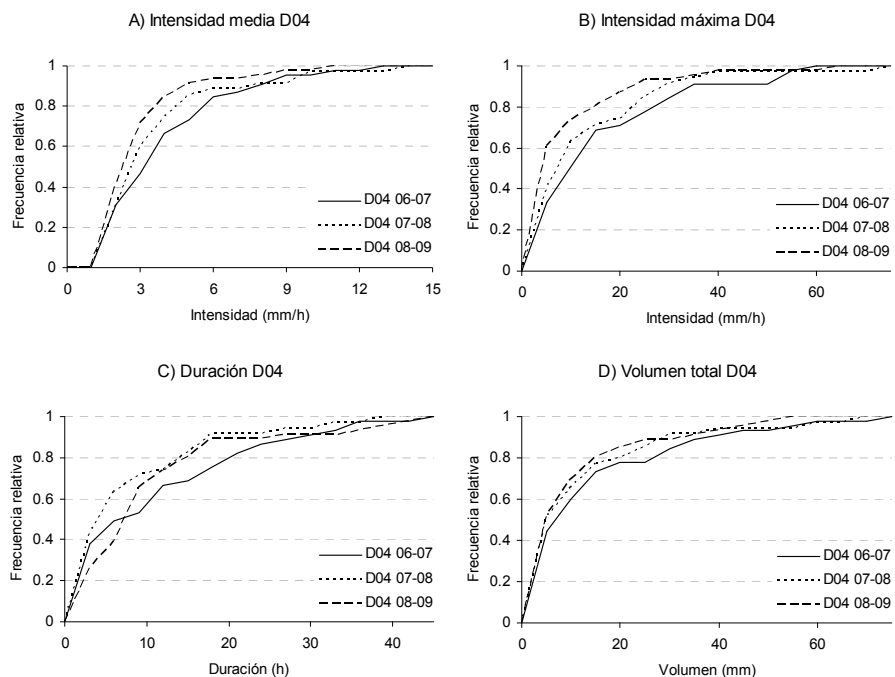


Figura 5.17. Frecuencia relativa acumulada de las características de los eventos de precipitación registrados durante los años hidrológicos 2006/2007, 2007/2008 y 2008/2009 en la estación D04 L. Cerrado Garrido.

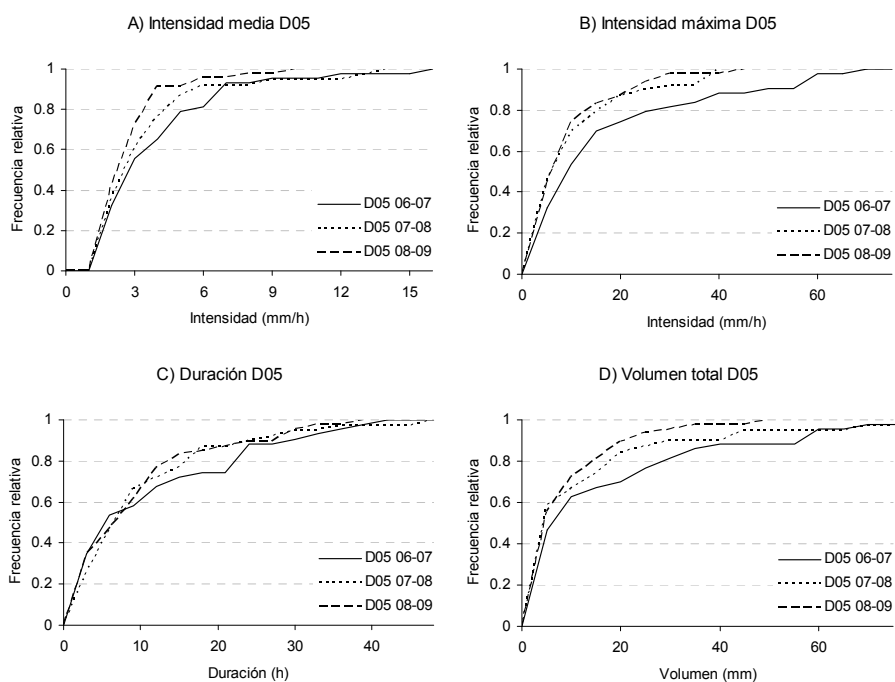


Figura 5.18. Frecuencia relativa acumulada de las características de los eventos de precipitación registrados durante los años hidrológicos 2006/2007, 2007/2008 y 2008/2009 en la estación D05 L. Vetalegua.

## 5.5 Régimen de vientos

### 5.5.1 Variación interanual del viento

La frecuencia e intensidad de los registros de viento se caracteriza mediante rosas como las que muestra la Figura 5.19. Se trata de distribuciones de probabilidad en las que se tienen en cuenta simultáneamente la dirección de procedencia, clasificada en intervalos de 10 grados, y el módulo de la velocidad, clasificado en intervalos de 3 m/s.

Las distribuciones anuales (Figura 5.19) son claramente bimodales, destacando las direcciones procedentes del primer y tercer cuadrante (NE y SW, respectivamente), si bien las direcciones de componente W presentan mayor intensidad y variabilidad direccional que las de componente E.

Ambas estaciones de medida presentan distribuciones direccionales similares entre sí y entre distintos años hidrológicos, con velocidades medias del viento de 2.16 (estación D04) y 3.15 (D05)  $\text{m s}^{-1}$ . Existe una rotación de unos 20 grados en sentido horario del viento en D05 con respecto a D04, aún más pronunciada en el año 2006/2007. Además, la estación D05 presenta una mayor concentración de los registros en torno a la dirección predominante W-SW, mientras que D04 presenta un máximo secundario de ocurrencia en la dirección WNW.

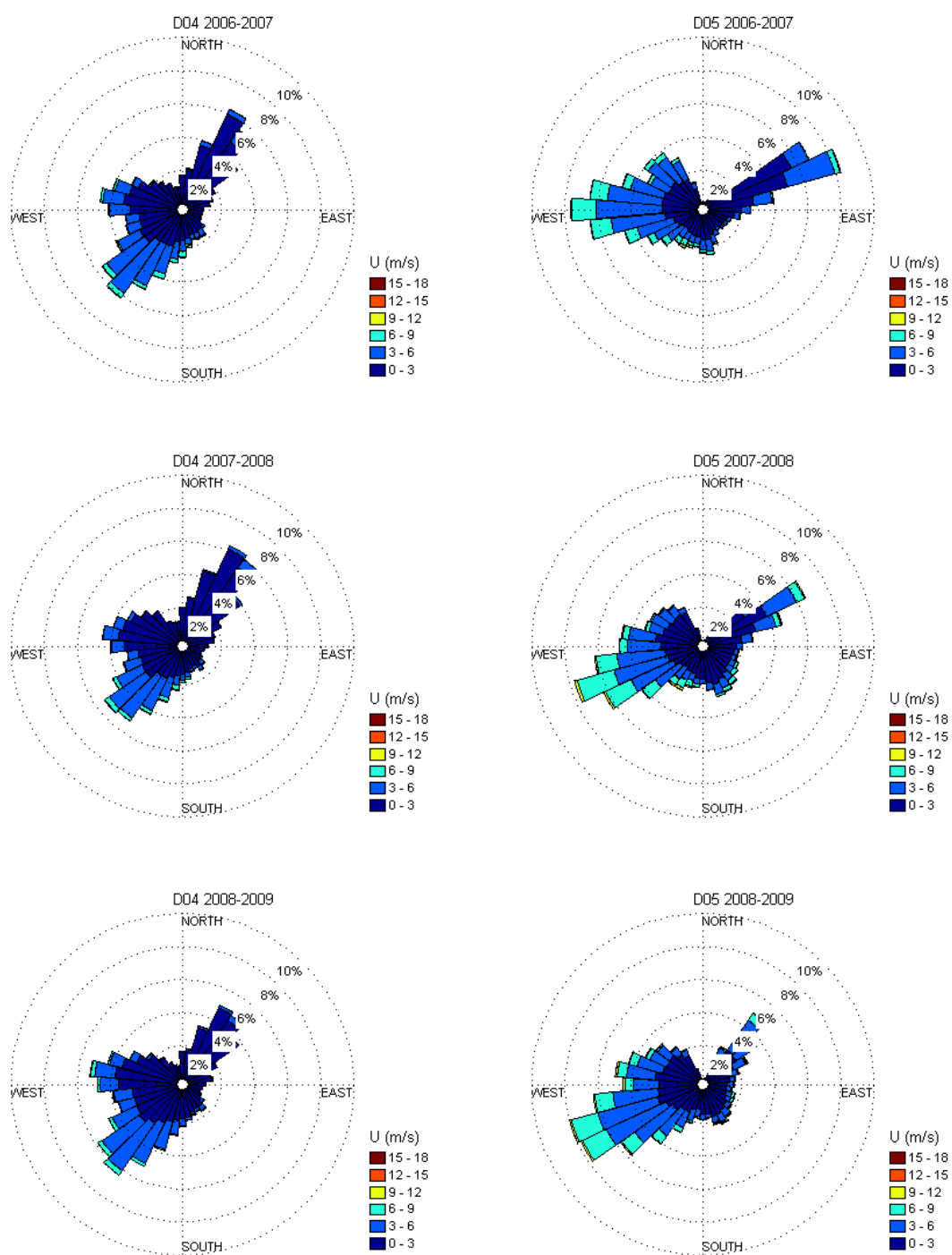


Figura 5.19. Rosas de viento anuales.

### 5.5.2 Variación intra-anual del viento

La velocidad media diaria del viento presenta gran variabilidad en los valores altos, y una oscilación cíclica anual en fase con el de la temperatura del aire visible en los valores medios y bajos. Esto se explica porque, en ausencia de eventos meteorológicos que modifiquen la velocidad del viento, ésta es proporcional a la turbulencia generada por un mayor calentamiento superficial. Excluyendo el 10% superior de los datos, se ajusta por mínimos cuadrados la curva (5.3), aunque su valor predictivo en mínimo debido a la gran variabilidad de los datos ( $RMSE = 2.44 \text{ ms}^{-1}$ ).

$$U = 2.32 + 0.40 \sin(\omega D + 4.73) \quad (5.3)$$

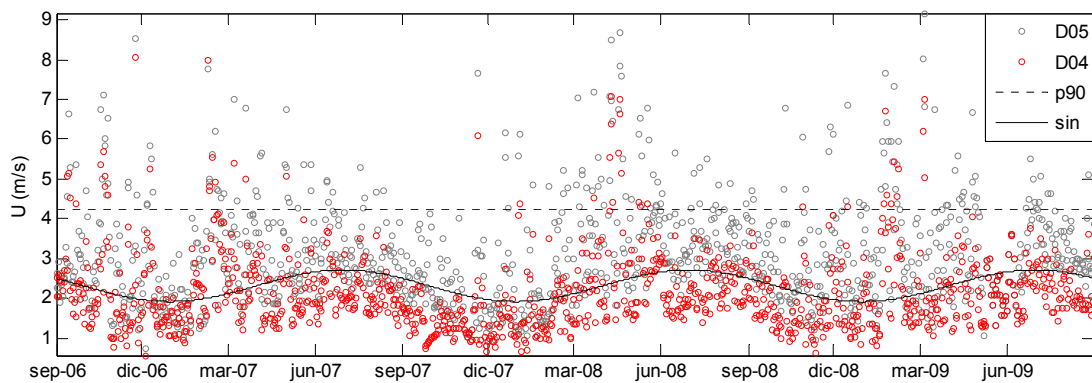


Figura 5.20. Ciclo anual ajustado a promedios diarios de  $U$  ( $\text{m s}^{-1}$ ). Sólo se utilizan los valores inferiores al percentil 90 (p90).

Rosas de viento equivalentes a las del apartado anterior se obtienen para los registros mensuales del año hidrológico 2006/2007 con el objetivo de analizar la evolución intra-anual (Figura 5.21 y Figura 5.22). De ella se puede deducir que el comportamiento bimodal observado a escala anual se origina en diferentes épocas y no ocurre generalmente de manera simultánea. Durante gran parte del otoño e invierno (noviembre, diciembre y enero) existe una alta dominancia de la dirección NE con velocidades del viento generalmente bajas. Las frecuencias de esta procedencia NE disminuyen progresivamente con el paso de la primavera, llegando a desaparecer casi por completo en los meses de verano (junio, julio y agosto), que muestran una clara predominancia

de las direcciones SW (D04) y W (D05). El mes de septiembre se registra un comportamiento análogo al de verano, lo que ocasiona que la transición entre los dos regímenes comentados se produzca más rápidamente en otoño (mes de octubre) que en primavera (marzo, abril y mayo). Estos meses de transición, así como febrero por el paso repetido de eventos meteorológicos, presentan la mayor variabilidad direccional del viento. Las mayores intensidades se producen en octubre y febrero, asociadas al paso de frentes que provocan también las precipitaciones observadas en la Figura 5.14. Esta evolución mensual es válida en las dos estaciones de medida, con la diferencia constante de mayor intensidad del viento y ligera rotación de la dirección en sentido horario de la estación D05 con respecto a D04.

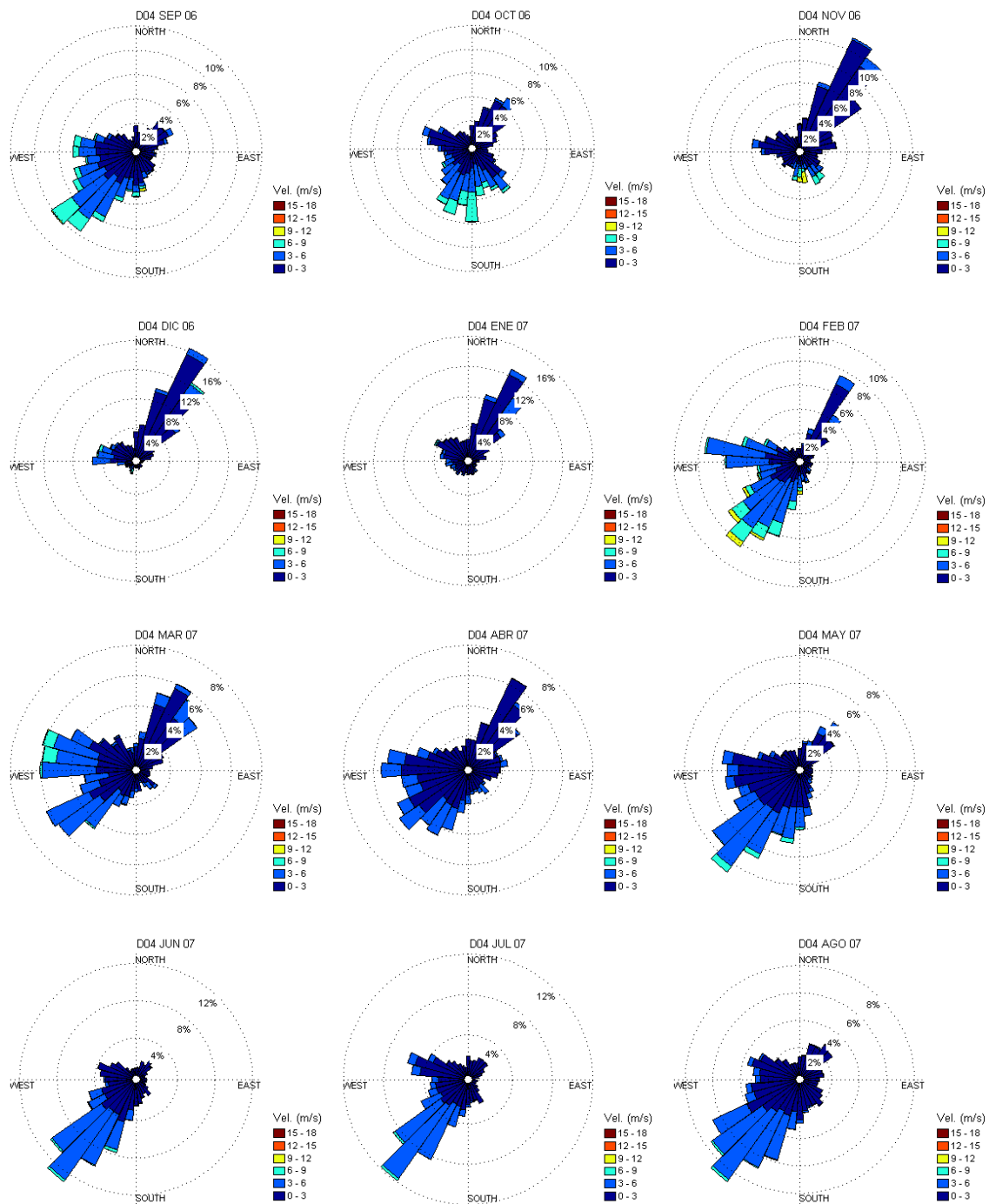


Figura 5.21. Rosas de viento mensuales en D04, 2006/2007.

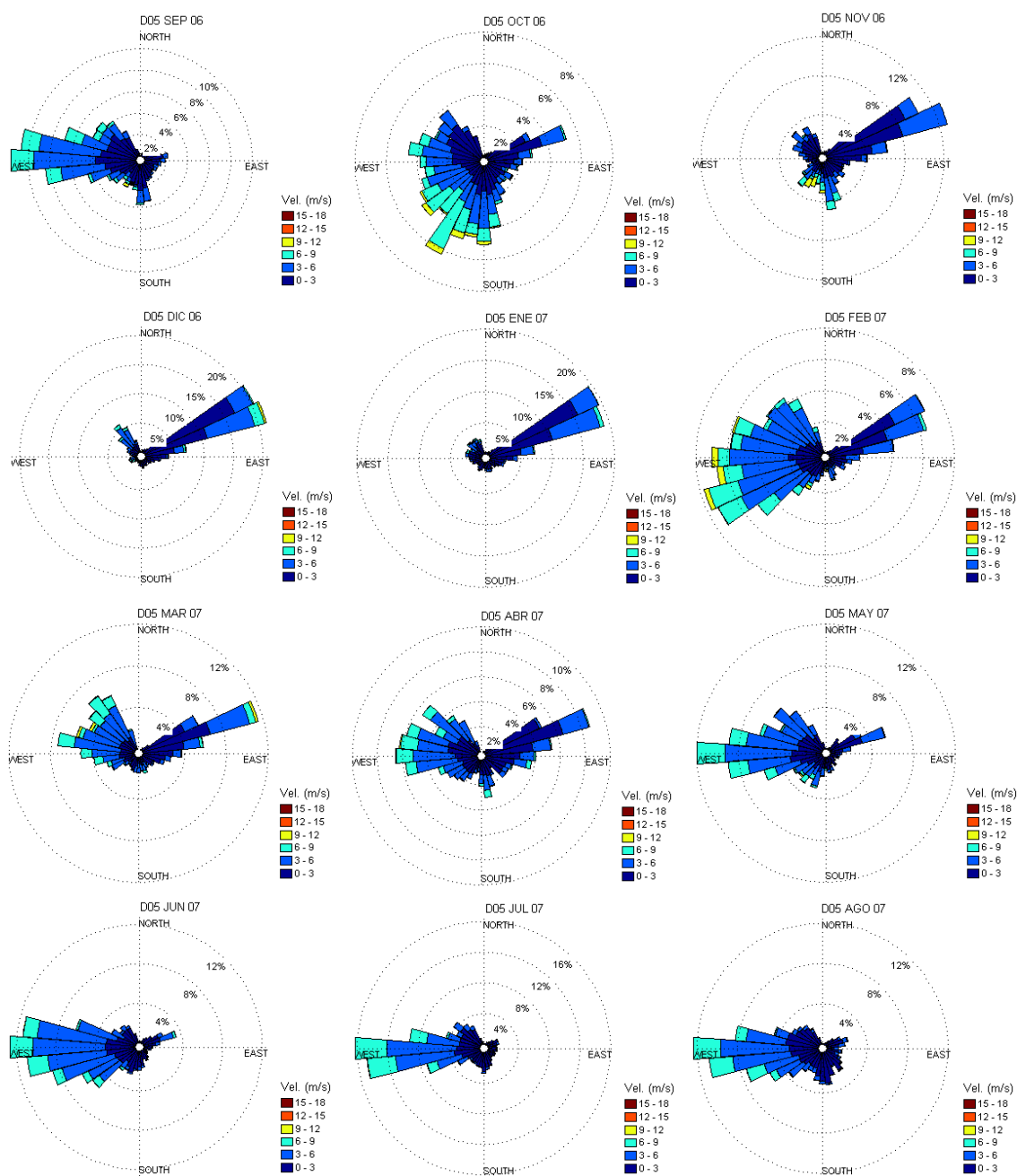


Figura 5.22. Rosas de viento mensuales en D05, 2006/2007.

### 5.5.3 Distribución de frecuencias de la intensidad del viento

La distribución de frecuencias de la velocidad del viento, sin atender a su dirección de procedencia, se caracteriza por su ajuste a una distribución de Weibull. Se considera que una

variable aleatoria  $x$  tiene una distribución de Weibull si su función de densidad de probabilidad se define como (Montgomery y Runger, 2002):

$$f(x) = \begin{cases} \frac{k}{\lambda} \left(\frac{x}{\lambda}\right)^{k-1} e^{-(x/\lambda)^k}, & \text{para } x > 0 \\ 0, & \text{para } x \leq 0 \end{cases} \quad (5.4)$$

donde  $\lambda$  es un parámetro de escala con las mismas unidades que la variable y  $k$  es el parámetro de forma, ambos positivos. La función de densidad de probabilidad acumulada que permite calcular la probabilidad de que  $x$  sea menor o igual a un valor preestablecido está dada por la expresión:

$$F(x) = 1 - e^{-\left(\frac{x}{\lambda}\right)^k} \quad (5.5)$$

La Tabla 5.6 y la Figura 5.23 muestran los resultados del ajuste por el método de máxima verosimilitud de funciones Weibull a los registros mensuales de velocidad del viento. Todos los parámetros de forma  $k$  obtenidos se encuentran entre 1 y 2.6, lo que se traduce en distribuciones ascendentes hasta la moda (valor más alto del histograma) y posteriormente descendentes, con asimetría a la derecha. La asimetría se reduce en primavera, obteniendo mayores valores de  $k$ .

Para valores similares del parámetro de forma  $k$ , menores parámetros de escala  $\lambda$  se traducen en distribuciones más concentradas en torno a valores bajos de la variable, tal como se observa comparando los meses de septiembre y enero en la estación D05. Valores altos de  $\lambda$  ocurren en febrero y marzo, y tienen el efecto de “extender” la función a un rango mayor de intervalos de frecuencia. Los histogramas mensuales de la estación D04, no mostrados aquí, son muy parecidos cada mes a los de D05, pero siempre más concentrados hacia los valores bajos de la variable, como se deduce también de la comparación de los promedios y los parámetros de escala estimados en ambas estaciones (Tabla 5.6).

El ajuste de las frecuencias observadas a la distribución Weibull es peor a partir del mes de mayo y en septiembre porque los histogramas observados son de tipo bimodal, con bajas frecuencias de ocurrencia de velocidades del viento intermedias. Esto se debe, como se verá en el próximo apartado, a los persistentes ciclos diarios de brisa costera.



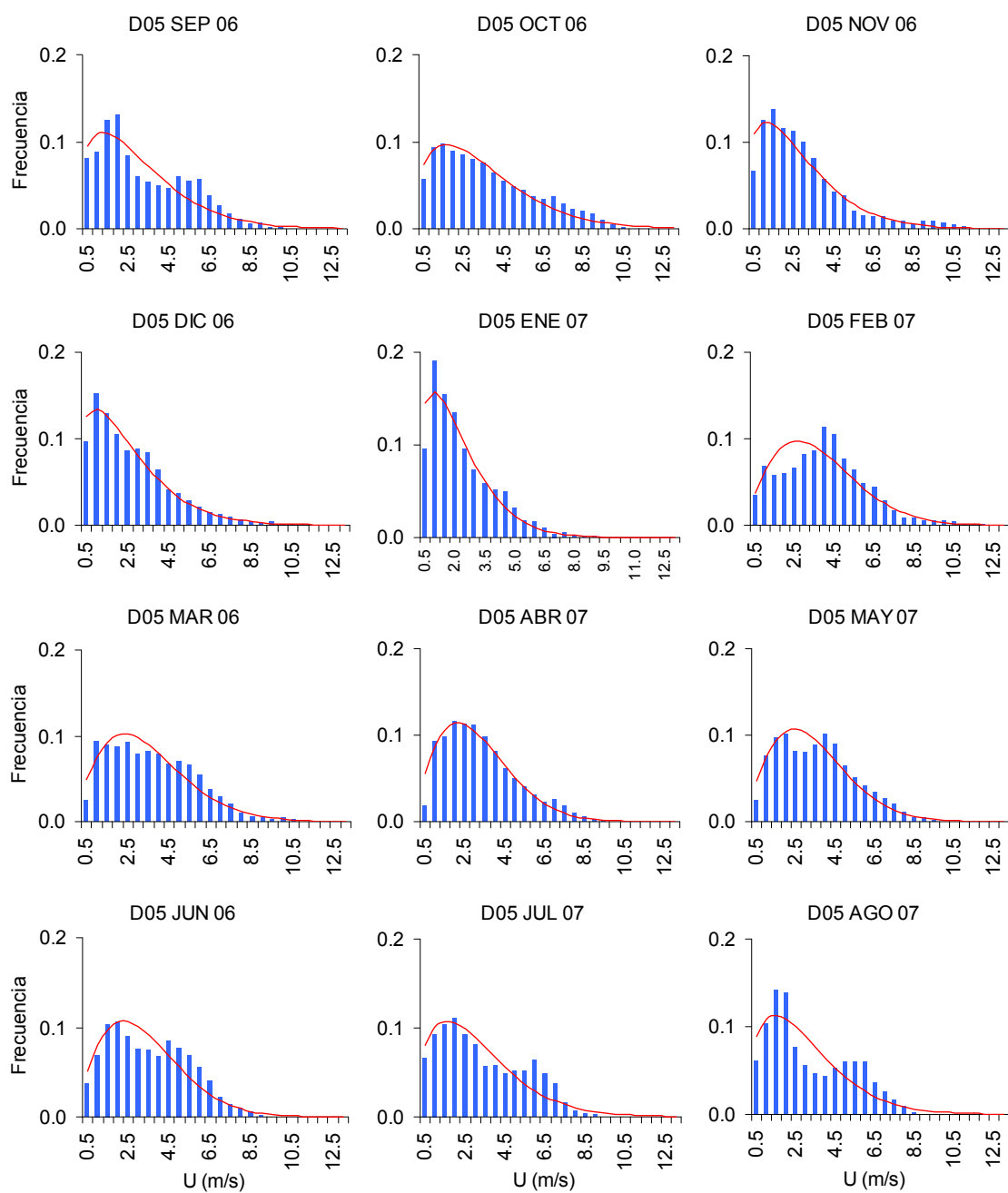


Figura 5.23. Distribución mensual de frecuencias relativas de la velocidad del viento en la estación D05 L. Vetallengua (azul) y funciones de Weibull ajustadas (rojo).

Tabla 5.6. Estadísticos mensuales de la velocidad del viento.

Año	Mes	Media		Mín.		Máx.		Desv est		Escala Weibull ( $\lambda$ )		Forma Weibull ( $k$ )	
		D04	D05	D04	D05	D04	D05	D04	D05	D04	D05	D04	D05
2006	9	2.60	3.06	0.00	0.02	9.91	10.66	1.91	2.15	2.89	3.33	1.43	1.37
	10	2.53	3.48	0.00	0.02	10.66	11.45	1.92	2.39	2.80	3.82	1.39	1.43
	11	1.92	2.72	0.00	0.02	11.07	11.37	1.77	2.10	2.10	2.98	1.27	1.36
	12	1.99	2.52	0.00	0.02	12.06	11.63	1.44	1.93	2.23	2.74	1.51	1.32
2007	1	1.70	2.13	0.00	0.02	8.15	8.97	1.08	1.58	1.92	2.34	1.70	1.38
	2	3.30	3.72	0.00	0.02	12.40	11.96	2.02	2.06	3.71	4.16	1.72	1.82
	3	2.56	3.44	0.00	0.04	9.29	10.40	1.47	2.04	2.89	3.86	1.84	1.73
	4	1.95	3.09	0.00	0.10	6.54	9.77	1.16	1.83	2.21	3.48	1.79	1.77
	5	2.28	3.34	0.00	0.02	7.58	10.17	1.42	1.90	2.57	3.75	1.68	1.80
	6	2.29	3.31	0.00	0.02	6.64	9.06	1.43	1.90	2.56	3.71	1.66	1.75
	7	2.19	3.14	0.00	0.02	6.68	9.44	1.47	2.07	2.45	3.46	1.54	1.47
	8	2.08	2.97	0.00	0.02	7.18	9.34	1.44	2.03	2.32	3.27	1.50	1.45
Total		2.28	3.07	0.00	0.02	12.40	11.96	1.61	2.05	2.54	3.40	1.50	1.50

#### 5.5.4 Variación diurna del viento

A continuación se muestra la evolución media diaria del viento durante el año 2006/2007 en las dos estaciones de medida (Figura 5.25 y Figura 5.26). Los valores representados se calculan a intervalos temporales de 10 minutos y son vectores promedio de los vectores individuales del viento del mismo momento del día a lo largo de cada mes. Igual que en apartados anteriores, la dirección que indican los vectores es la de procedencia del viento.

Al tratarse de una variable circular, la dirección de los vectores promedio se obtiene a partir de las coordenadas rectangulares de los datos vectoriales. Para un registro de viento con orientación  $\varphi_i$ , estas coordenadas equivalen a las componentes de un vector unitario en las direcciones N y E, denominadas  $x_i$  e  $y_i$  respectivamente:

$$x_i = \text{sen}\varphi_i \quad (5.6)$$

$$y_i = \text{cos}\varphi_i$$

La dirección media ( $\bar{\varphi}$ ) del vector sumatorio de un conjunto  $n$  de datos queda definida por las coordenadas resultantes de la suma vectorial de los datos:

$$\bar{\varphi} = \tan^{-1} \frac{Y}{X} \quad (5.7)$$

siendo  $X = \sum_{i=1}^n x_i$  e  $Y = \sum_{i=1}^n y_i$ .

Como medida de dispersión de los datos angulares, se utiliza el módulo del vector resultante ( $R$ )

$$R = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (5.8)$$

$R$  puede variar entre 0 para una dispersión total de los datos en que los vectores se anulan entre sí, y  $n$  cuando todos los vectores tienen la misma orientación. Para lograr independencia del número de observaciones, se utiliza su valor normalizado por el tamaño muestral, que varía entre los valores 0 y 1:

$$\bar{R} = R/n \quad (5.9)$$

La Figura 5.24 representa la velocidad media y dispersión de la dirección del viento a lo largo del día durante el año hidrológico 2006/2007. Destaca la gran persistencia que adquieren los vientos del W-SW a partir del mediodía en los meses más cálidos, en septiembre y a partir de mayo. En invierno (los meses de diciembre y enero, y en menor medida noviembre) se registran vientos persistentes del NE entre las 0 y las 12 h. Ambas situaciones, con direcciones dominantes perpendiculares a la línea de costa, responden a la generación de brisas debidas al contraste térmico existente entre la superficie del mar y de la tierra. En invierno, la tierra se enfría al atardecer más rápidamente que el mar, de manera que alrededor de la medianoche y hasta pasado el mediodía, la diferencia térmica es suficiente para generar corrientes de aire en sentido tierra-mar (NE), reemplazando el aire más caliente que asciende sobre la superficie del mar. Durante la tarde, el contraste térmico se debilita y aumenta la variabilidad direccional del viento. En verano, la diferencia térmica se acentúa a partir del mediodía debido a la intensa radiación solar incidente. La tierra se calienta más rápido que el agua, y se generan brisas en sentido mar-tierra (procedencias W-SW). Es más intensa y persistente la brisa de los meses de verano que los de invierno, con velocidades del viento máximas entre las 15 y 17 h. Los meses de octubre y febrero presentan mayor variabilidad direccional a lo largo del día y considerable velocidad del viento, en concordancia con la ocurrencia de eventos de precipitación (Figura 5.14). A juzgar por la observación de las series temporales y las direcciones medias obtenidas, estos eventos se acompañaban de vientos dominantes de W-SW. La variabilidad direccional también es alta en situaciones de cambio de régimen de brisa costera (tardes de invierno y mañanas de verano), pero se acompañan de bajas intensidades del viento. En verano, la brisa se genera y se disipa

rápidamente, lo que provoca las distribuciones de frecuencias bimodales anteriormente observadas, en las que dominan las bajas intensidades propias de la madrugada y la mañana, y las altas intensidades de la brisa de tarde-noche. Esta brisa es más intensa en la estación D05 con respecto a D04 debido a su localización más cercana al litoral y alejada de obstáculos orográficos. La mayor intensidad de la brisa mar-tierra explica también la mayor humedad relativa y las menores temperaturas máximas del aire encontradas en D05 durante las tardes de verano.

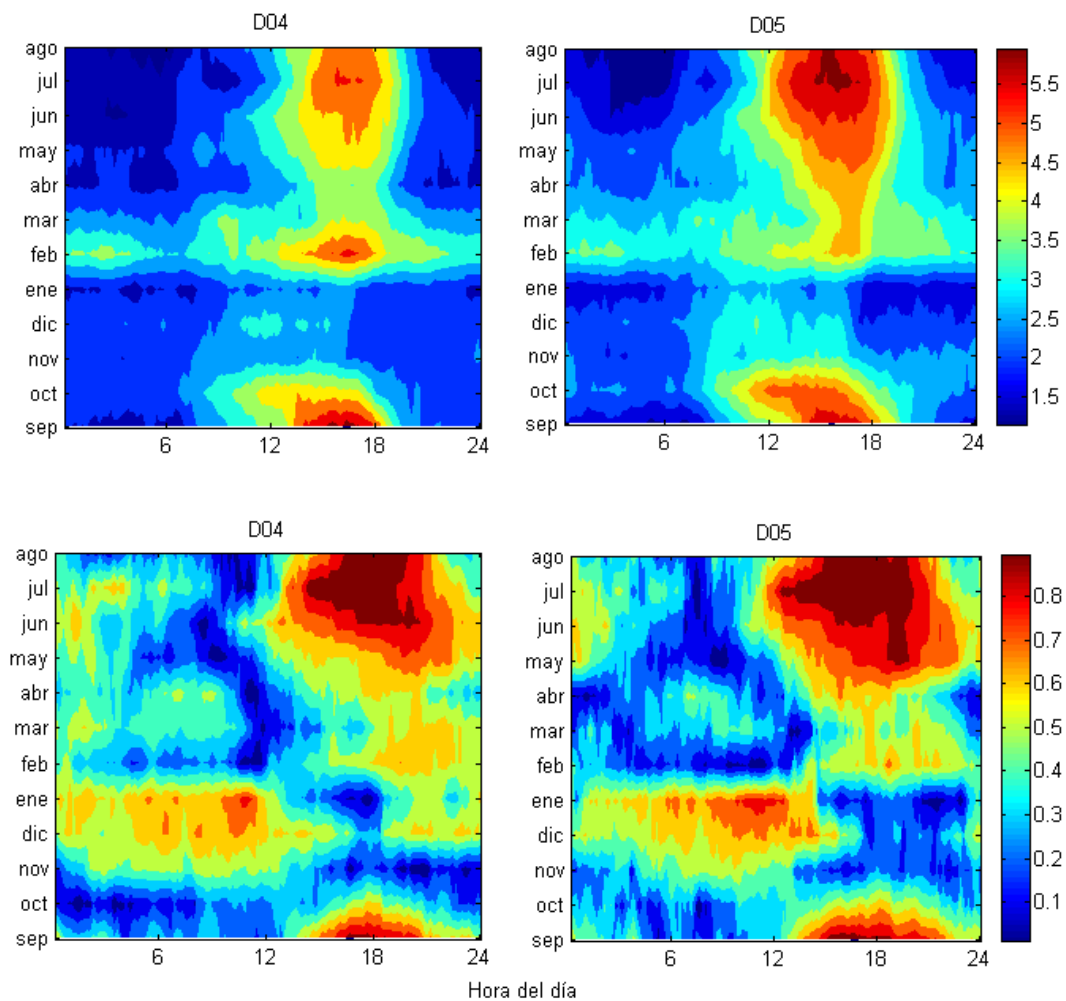


Figura 5.24. Velocidad media del viento (m/s, arriba) y variabilidad de la dirección ( $\bar{R}$ , abajo) durante el año hidrológico 2006/2007.

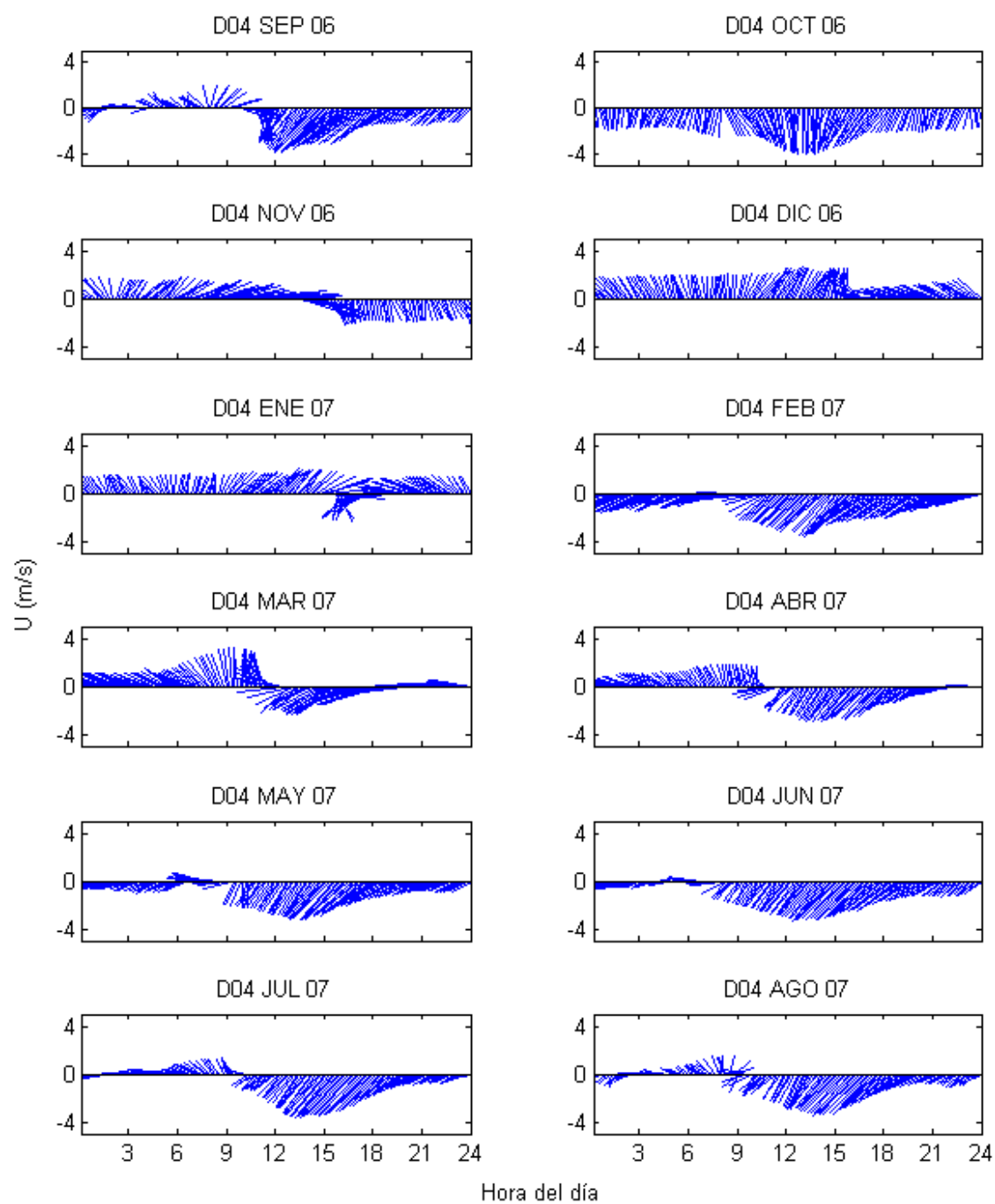


Figura 5.25. Evolución diaria media del viento, D04 2006/2007.

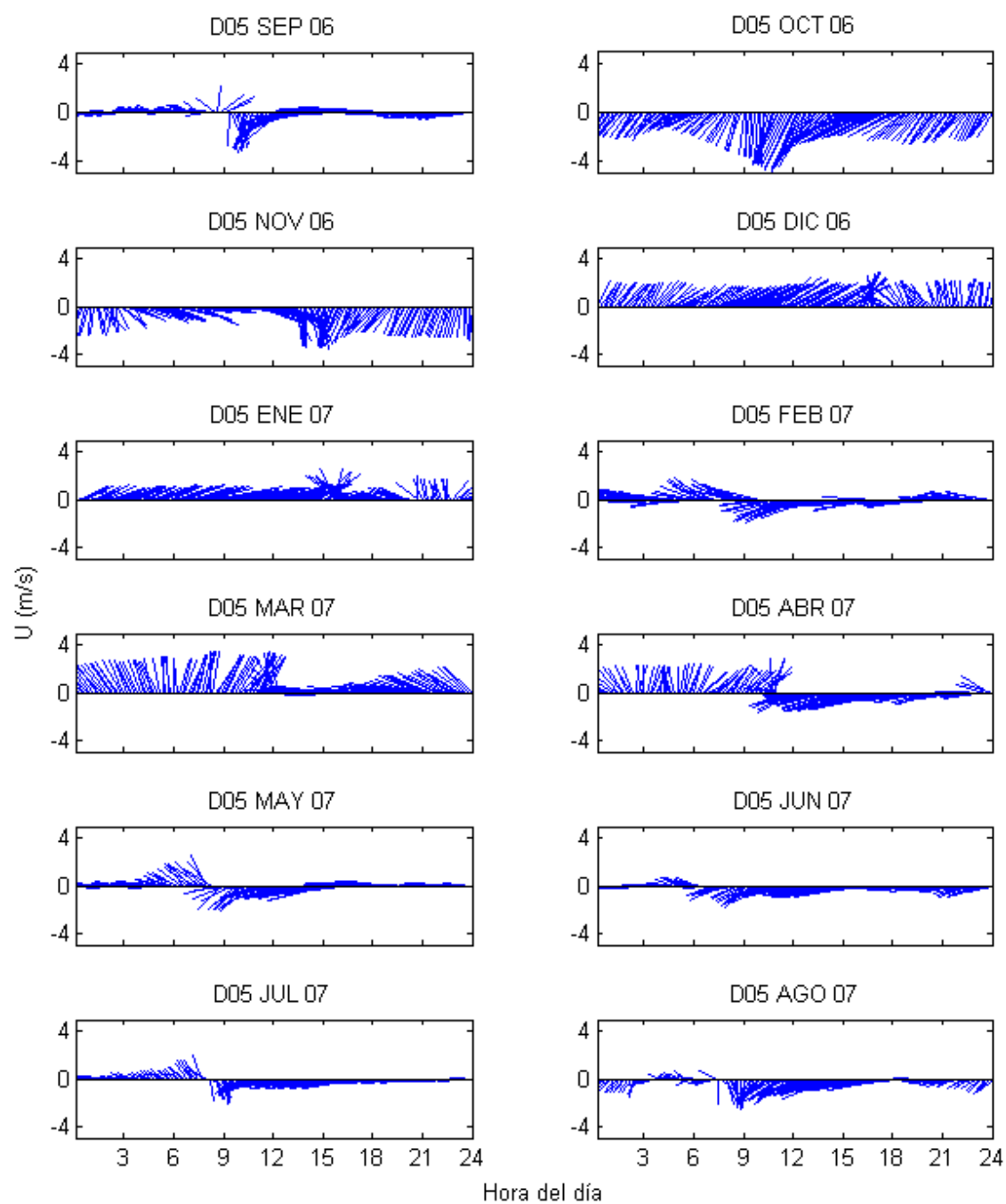


Figura 5.26. Evolución diaria media del viento, D05 2006/2007.

### 5.5.5 Análisis de frecuencias

La Figura 5.27 muestra el análisis wavelet de la serie de velocidad del viento diaria entre septiembre de 2006 y agosto de 2009. En lugar de sustraer la tendencia periódica anual como en los casos anteriores, ha sido necesaria una transformación de Box-Cox para lograr la normalidad de la serie. Los periodos de oscilación significativos se concentran en la banda de 2 a 16 días entre los meses de noviembre y mayo los tres años representados. Periodos superiores del orden de 1 y 2 meses son más duraderos y ocurren en el invierno del primer y tercer año hidrológico.

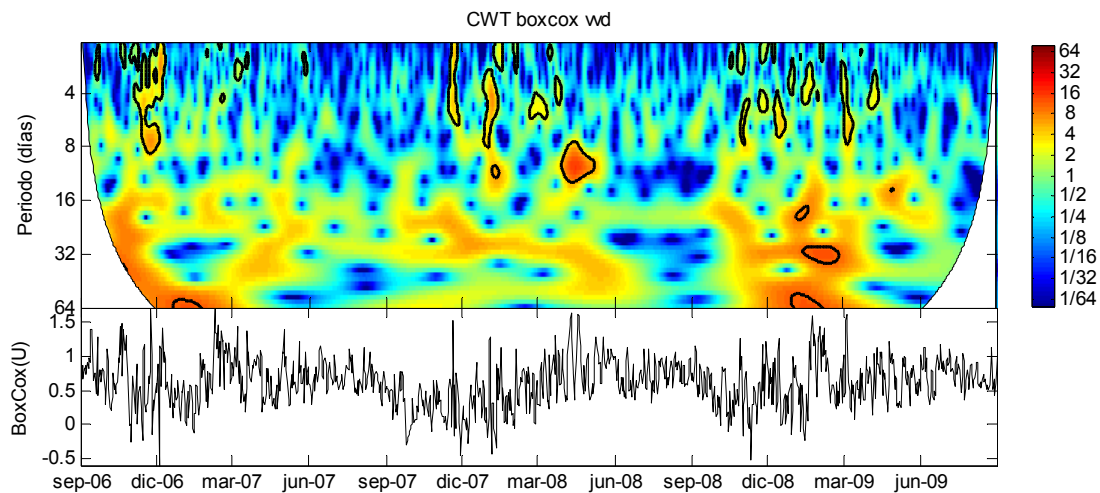


Figura 5.27. Espectro de potencia wavelet de la serie de velocidad media diaria del viento en D04 L. Cerrado Garrido. La línea de contorno negra indica nivel de significancia del 5% con respecto a ruido rojo, y las áreas laterales clareadas delimitan el cono de influencia donde los efectos de borde distorsionan los resultados. La serie original ha sido normalizada mediante la sustracción de la tendencia cíclica anual y la transformación de Box-Cox.

El análisis wavelet de la velocidad del viento horaria confirma la persistencia de las brisas costeras observadas en el punto anterior en el mes de septiembre y a partir de mayo hasta el final de año hidrológico, que se traducen en periodos significativos de oscilación de 24 h mantenidos en el tiempo. En este caso, sin embargo, no se identifican los periodos de oscilación semidiurnos obtenidos con las series de temperatura y humedad relativa. Periodos más largos entre 2 y 7 días se obtienen entre mediados de octubre y de diciembre de 2006, coincidiendo con los principales resultados de datos diarios de ese año en la figura anterior.

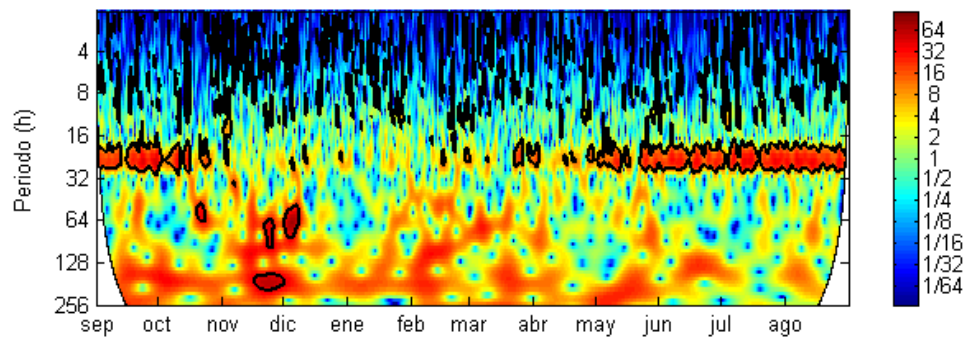


Figura 5.28. Espectro de potencia wavelet de la serie de velocidad del viento en D04 L. Cerrado Garrido (año hidrológico 2006/2007). La línea de contorno negra indica nivel de significancia del 5% con respecto a ruido rojo, y las áreas laterales clareadas delimitan el cono de influencia donde los efectos de borde distorsionan los resultados.

## 5.6 Inundación

Los variados registros pluviométricos de cada año hidrológico se traducen en diferentes condiciones de inundación en la marisma (Figura 5.29). Sólo durante el primero de los tres años contemplados tuvo lugar una inundación duradera y con conexión de las diferentes áreas en que se encuentran las estaciones, como se deduce de la coincidencia de las curvas de cota de agua. Las frecuentes lluvias mantenidas entre octubre y diciembre de 2006 favorecieron un llenado homogéneo de la marisma, y los eventos del mes de febrero ayudaron a mantener los niveles de agua hasta finales de verano. Los otros años, más secos, las condiciones de inundación fueron heterogéneas, variando en cada estación en función de los diferentes aportes de agua que recibe por su localización (Figura 5.30). La estación D06, instalada en noviembre de 2007, sirve como ejemplo de influencia de aporte por escorrentía superficial, ya que se sitúa en el caño Madre de las Marismas, que recibe los aportes de los arroyos tributarios del NW. Por ello no alcanza a tener grandes profundidades de agua pero sí una inundación duradera incluso cuando la precipitación escasea. Desde su localización se deriva agua hacia el E por un caño menor (caño Resolimán) que llega hasta la localización de la estación D04. Allí existe una depresión topográfica (lucio de la FAO) suficiente como para almacenar agua y obtener altos calados. Si los calados y los aportes son suficientes, el agua circula desde el norte al sur de la marisma, llegando a las zonas donde se sitúa el resto de estaciones. Los principales caminos de este recorrido son el caño Madre de las Marismas (desde D06 hacia el sur) y el caño Guadamar (desde D04 hacia el sur). Este fenómeno



se puede observar por ejemplo en febrero de 2009. Los máximos calados alcanzados en las estaciones del norte de la marisma (D06 y D04) se producen a principios de febrero, y disminuyen posteriormente mientras el resto de estaciones sigue recibiendo agua y presenta su máximo calado casi un mes más tarde, dando una idea de la lentitud del flujo. Pequeños aportes superficiales pueden ser responsables de que la estación D04 presente un vaciado más lento, visible en primavera y verano de 2007 y 2009. Además, esta estación puede recibir caudales artificiales procedentes del desagüe de un lucio artificial cercano, como ocurre en julio de 2007. La estación D05 presenta la peculiaridad de encontrarse cercana al límite SW de la marisma, una zona de contacto con el sector de dunas móviles denominada ecotono de la Retuerta, en cuyo límite se producen descargas del acuífero libre hacia la marisma (Susó y Llamas, 1993). Por esta razón puede presentar en condiciones de precipitación poco abundante una inundación más duradera que D01 (año 2007/2008). La estación D02 es la más alejada de todas a los aportes por escorrentía, por lo que resulta más sensible al balance de precipitación directa y evaporación cuando se encuentra desconectada.

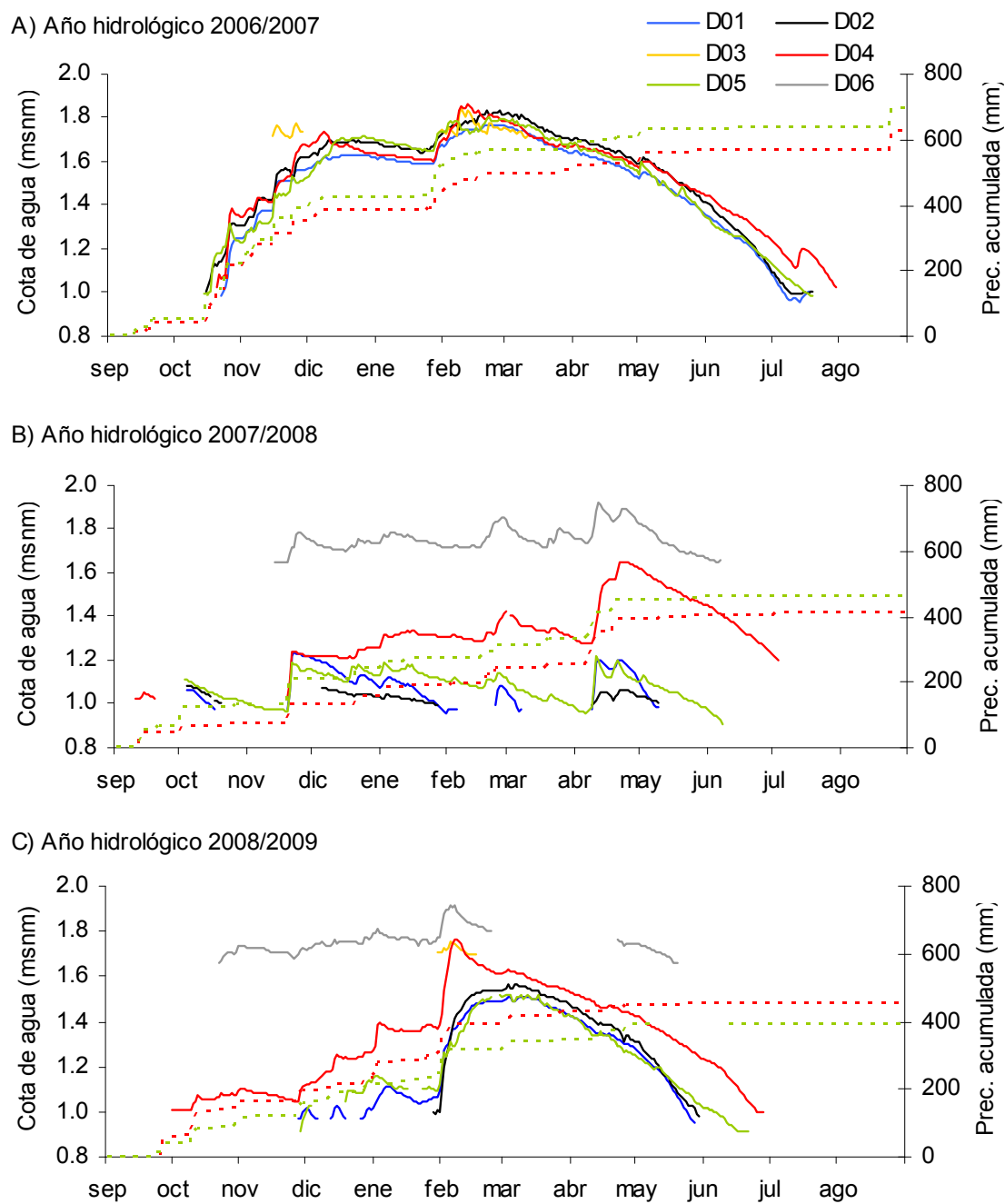


Figura 5.29. Cota de agua diaria (líneas continuas, en metros sobre el nivel del mar) y precipitación acumulada (líneas discontinuas, en mm) en la red de estaciones de medida instalada en la marisma de Doñana. La estación D06 se instaló en noviembre de 2007.

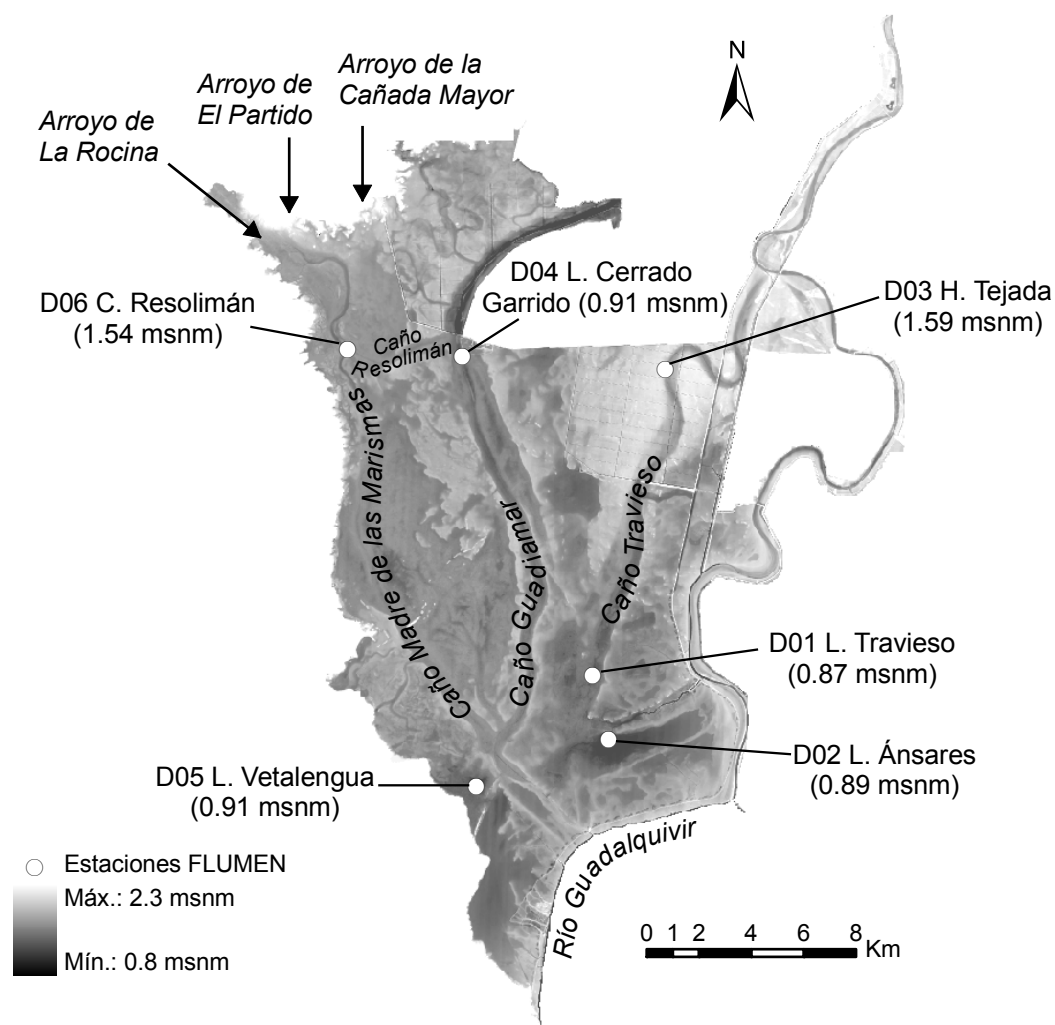


Figura 5.30. Localización de las estaciones de medida en el modelo digital de terreno de la marisma con respecto a los principales cursos de agua.

### 5.6.1 Arrastre ejercido por el viento

La tensión que ejerce el viento sobre la superficie de agua es la fuerza dominante de mezcla y circulación en masas de agua poco profundas (Kjerfve y Magill, 1989; Ferrarin *et al.*, 2009). Cuando se sostiene durante suficiente tiempo, puede producir un levantamiento de la lámina de agua en la dirección a la que se dirige el viento que, en presencia de bajas pendientes como

ocurre en muchos humedales, puede dar lugar a cambios en la extensión de áreas inundadas (Ji *et al.*, 2001).

Este efecto en la marisma de Doñana se observa frecuentemente por la correspondencia entre las cotas de agua de las estaciones hidrometeorológicas y el régimen de viento registrado, así como por la monitorización del desplazamiento de masas de agua aisladas mediante técnicas de teledetección (Ramos *et al.*, 2009). La Figura 5.31 muestra este fenómeno durante el mes de febrero de 2007 (días 1 a 25), periodo que se ha utilizado para explorar la relación entre viento y cotas de agua por medio de un análisis wavelet. A simple vista, es evidente que la cota de agua responde a la acción del viento, siendo el efecto diferente en función de la estación de medida y, seguramente, de la procedencia del viento (compárense, por ejemplo, las estaciones D02 y D04 en la Figura 5.31A). La dirección del viento registrado en este periodo se localiza predominantemente en el eje definido por las direcciones SW y NE, por lo que se extrae para el análisis la componente del vector viento sobre este eje ( $U_{NE}$ , Figura 5.31D), que es de signo positivo cuando el viento procede del NE y negativo cuando lo hace del SW. Este eje es también el más importante en términos de frecuencia e intensidad del régimen de viento en la marisma de Doñana (punto 5.5 de este capítulo).

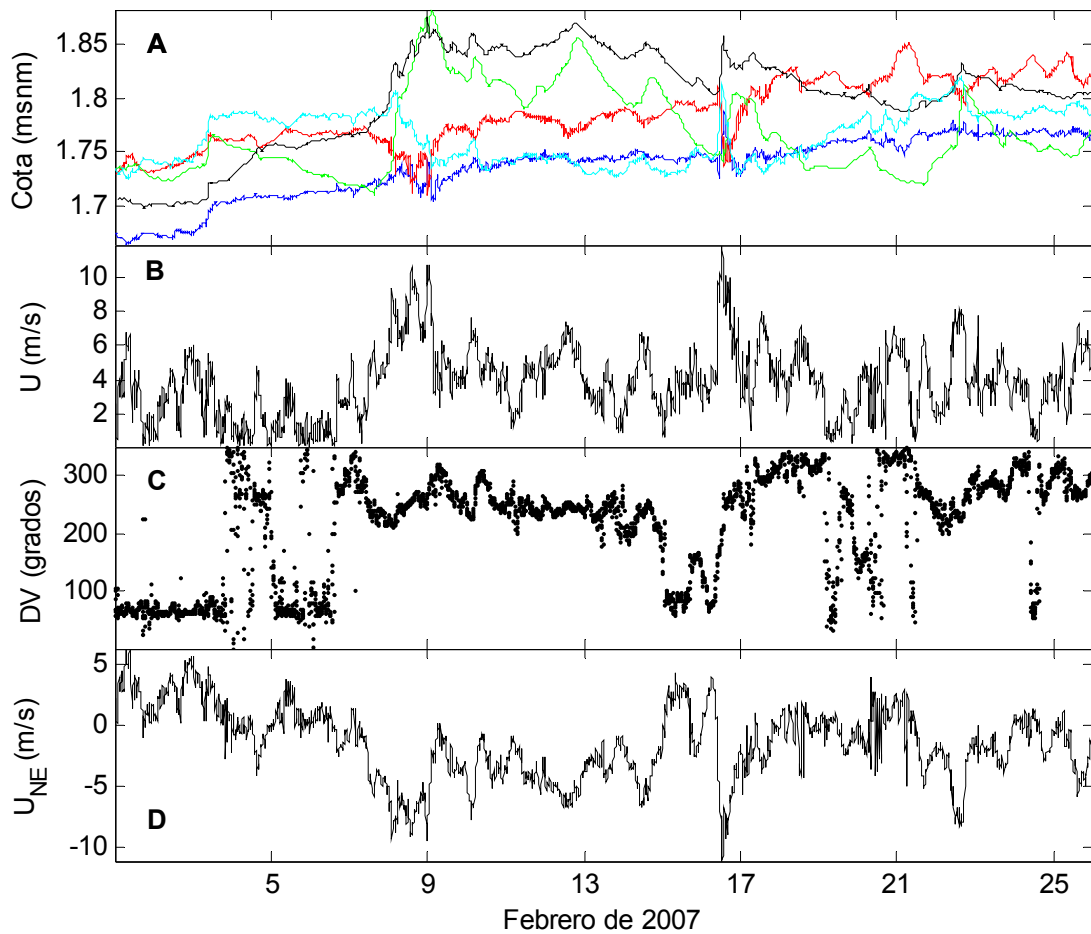


Figura 5.31. A) Cotas de agua de las estaciones D01 (azul), D02 (rojo), D03 (verde), D04 (negro) y D05 (cian); B) Velocidad del viento en D05; C) dirección del viento en D05 ( $0^{\circ}$ =N, creciente en sentido horario); D) Componente NE del viento en D05.

Para estudiar la respuesta local de la cota de agua al arrastre ejercido por el viento en la dirección predominante NE-SW, se ha realizado un análisis de coherencia wavelet (CW) utilizando las series de cota de agua de cada estación y la componente del viento  $U_{NE}$  registradas a intervalos de tiempo de 10 minutos durante el periodo del 1 al 25 de febrero de 2007 (Figura 5.32). La coherencia wavelet se interpreta como la correlación local entre dos variables en el espacio tiempo-frecuencia, es una representación de la covarianza normalizada entre dos series de datos punto a punto, útil incluso cuando las transformadas wavelet de las series individuales son débiles (Torrence y Compo, 1998). El nivel de significancia estadística de la CW es estimado mediante simulaciones de Monte Carlo, contrastando los valores de coherencia de las series estudiadas con espectros de series aleatorias (Grinsted *et al.*, 2004). Se muestra además la diferencia de fase en

las regiones significativas. La interpretación de la diferencia de fase no es inequívoca y depende de la comprensión del fenómeno estudiado. Una diferencia de fase de  $90^\circ$  puede indicar adelantamiento de una serie con respecto a otra de  $90^\circ$ , un retraso de  $270^\circ$  o un retraso de  $90^\circ$  con respecto a la antifase. En este caso se considera que el viento ejerce una acción sobre la superficie del agua, por lo que las variaciones de  $U_{NE}$  preceden a las de cota de agua y no al revés. Además, la respuesta de la cota de agua puede ser positiva o negativa dependiendo de la dirección del viento y de la topografía local, contemplando por tanto retrasos con respecto a la fase o a la antifase. La diferencia de fase  $d$  ( $-\pi < d \leq \pi$ ), representada por la dirección de las flechas en la Figura 5.32, se interpreta de la siguiente manera:

- $d = \pi$ , antifase ( $\leftarrow$ );
- $d = 0$ , fase ( $\rightarrow$ );
- $0 < d < \pi$ , retraso de la cota de agua con respecto a la fase (de menor a mayor retraso:  $\searrow$ ,  $\downarrow$ ,  $\swarrow$ );
- $-\pi < d < 0$ , retraso de la cota de agua con respecto a antifase (de menor a mayor retraso:  $\nwarrow$ ,  $\uparrow$ ,  $\nearrow$ ).

Las series muestran coherencias significativas prácticamente en todos los periodos de oscilación considerados, desde los 20 minutos hasta los 8 días. Los periodos inferiores a 5 h (valor 30 de los ejes de ordenadas) tienen una duración muy corta, que se traduce en las oscilaciones de alta frecuencia presentes en la Figura 5.31. Destaca en todas las estaciones la coherencia obtenida en la banda de 1 a 3.5 días (periodos 128 a 512). Aunque la existencia de coherencia wavelet no es señal inequívoca de causalidad (Grinsted *et al.*, 2004), las áreas significantes son tan extensas que es poco probable que se produzcan por casualidad. Además, en cada estación la fase se mantiene bastante constante dentro de las áreas significativas, indicando consistencia en la respuesta de la cota de agua de cada estación frente al arrastre ejercido por el viento sobre el eje SW-NE.

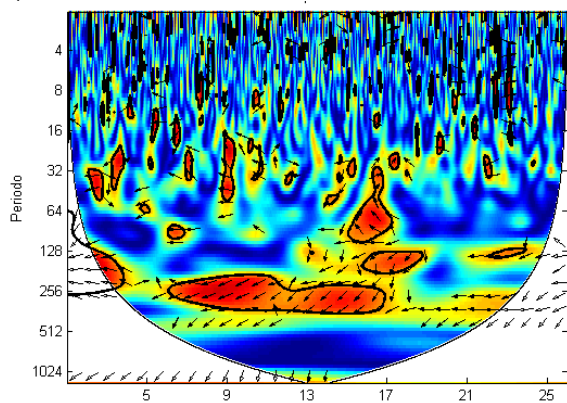
La Tabla 5.7 presenta las diferencias de fase medias obtenidas en cada estación en las áreas de coherencia significativa no incluidas en el cono de influencia de la Figura 5.32. Como medida de dispersión, se presenta también el módulo normalizado del vector resultante  $[\bar{R}$ , eq. (5.9)]. Las estaciones D01, D02 y D05 presentan retraso con respecto a la fase. Esto significa que vientos procedentes del SW provocan descensos de cota en estas estaciones. Entre ellas, la respuesta más rápida (menor  $d$ ) se produce en D02, lo cual es explicable por la topografía local de la zona donde se ubica. La estación D02 se sitúa en la parte W de un lucio (depresión topográfica) cuyo eje

mayor coincide con la dirección SW-NE. Hacia el NE, las cotas del terreno son ligeramente superiores que hacia el SW, lo cual explica que el arrastre ejercido por el viento del SW desplace el agua acumulada en el área de D02 hacia el NE, haciendo disminuir la cota de agua en la estación. La estación D05 está situada en el extremo SW de la marisma aunque no presenta una situación topográfica tan favorable como D02, por lo que se puede explicar el descenso de cota como respuesta a vientos de SW con un mayor retraso en la respuesta. Por último, D01 se encuentra en las cotas más bajas del caño Travieso, cuyo eje NNE-SSW es un canal de ascenso de agua hacia cotas más altas de la marisma en presencia de vientos persistentes del SW. El eje del caño no coincide con la dirección del viento analizada, por lo que su cota de agua es menos sensible. Esto se traduce en menores regiones de coherencia significativa (Figura 5.32A) y en mayores retrasos de respuesta (Tabla 5.7). La diferencia de fase es también menos persistente en esta estación, aunque el valor de  $\bar{R}$  aumenta de 0.47 a 0.74 si sólo se tienen en cuenta los periodos de oscilación superiores a las 5 h ( $d=2.72$ ).

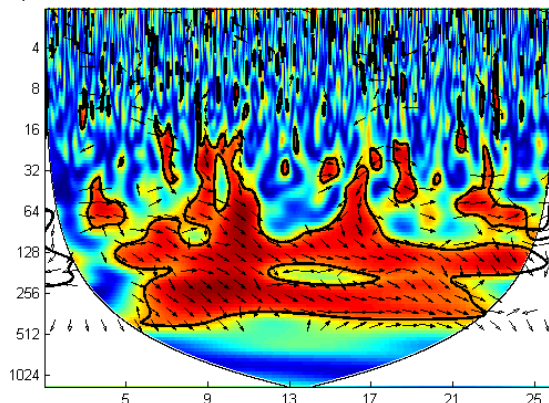
Las estaciones D03 y D04 presentan retraso con respecto a la antifase con  $U_{NE}$ , indicando un comportamiento de tipo “espejo”. Esto significa que vientos procedentes del SW (bajos valores de  $U_{NE}$ ) se asocian con levantamiento de cotas de agua en estas estaciones, y viceversa. La presencia de un muro de contención de un lucio artificial próximo ocupa el cuadrante NE desde la localización de D04, lo cual explica que el arrastre ejercido por el viento del SW tienda a acumular agua en esta estación. Por último, la estación D03 está situada en la parte alta del caño Travieso, cuya circulación natural ha sido anulada aguas arriba por reformas artificiales de la red de drenaje de las marismas. A este lugar, al NE de la marisma y de cota relativamente más elevada que la marisma circundante, sólo llega agua por precipitación directa, que puede almacenarse por un breve periodo de tiempo, y procedente del resto de la marisma cuando hay un alto grado de inundación general. En febrero de 2007 ocurre la segunda situación (Figura 5.29), lo que explica que los vientos de SW provoquen ascensos de cota de agua en esta estación como se observa en la Figura 5.31A.

La situación de las estaciones en la marisma, así como los principales elementos topográficos comentados, se pueden consultar en la Figura 5.33.

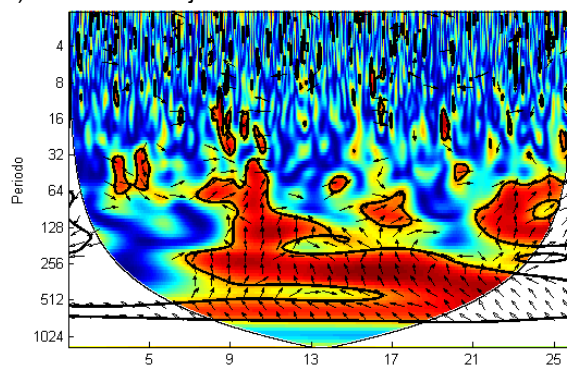
A) D01 L. Travieso



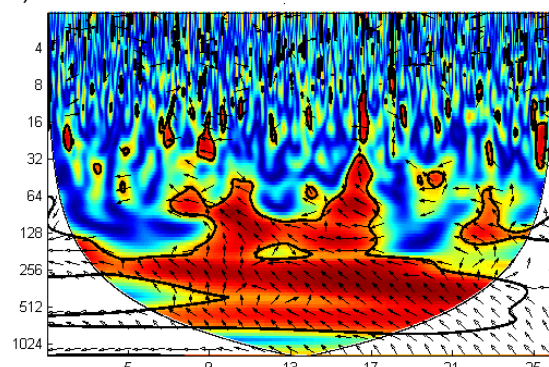
B) D02 L. Ánsares



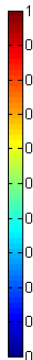
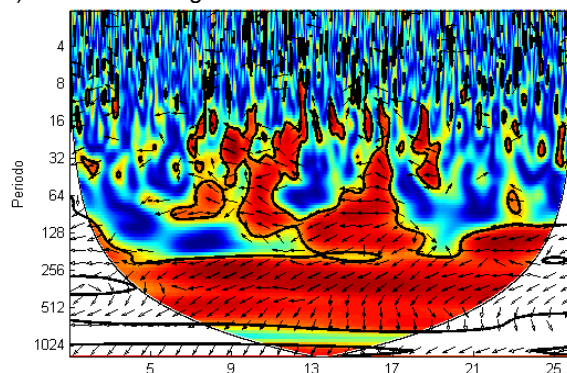
C) D03 Huerta Tejada



D) D04 L. Cerrado Garrido



E) D05 L. Vetalegua



Febrero de 2007

Figura 5.32. Coherencia wavelet cuadrada entre la componente NE del viento y la cota de agua en cada estación. El periodo en los ejes de ordenadas se expresa en múltiplos del intervalo de tiempo entre medidas (10 min).

Tabla 5.7. Diferencias medias de fase entre la cota de agua y la componente del viento UNE. Sólo se tienen en cuenta los valores correspondientes a áreas de coherencia wavelet significativa fuera del COI.

Estación	D01	D02	D03	D04	D05
$d$ media (rad)	2.91	0.71	-1.69	-2.28	2.74
$\bar{R}$	0.47	0.77	0.67	0.81	0.66



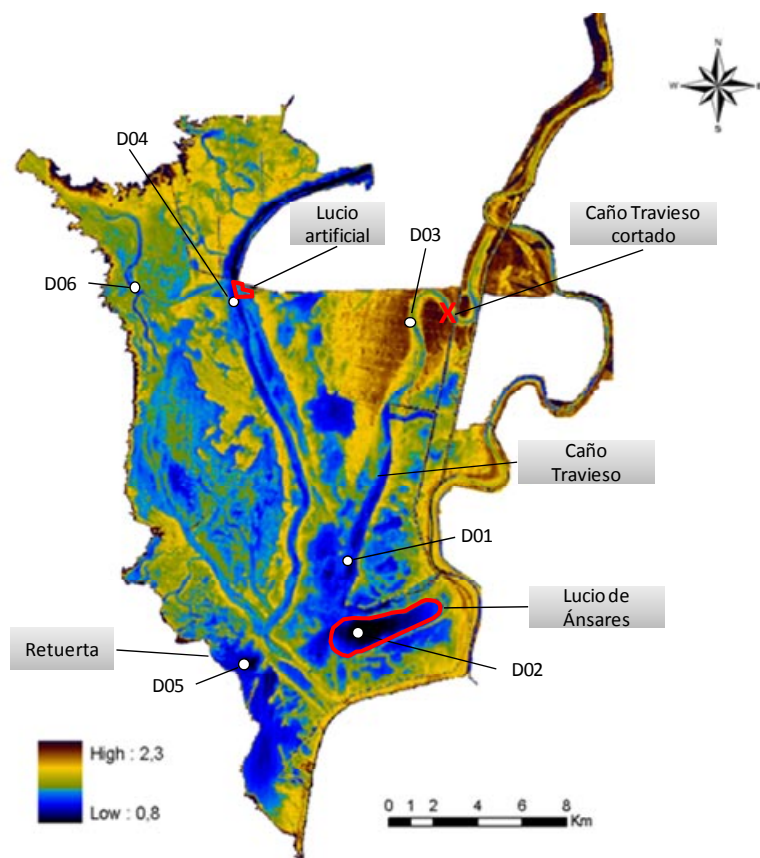


Figura 5.33. Modelo digital del terreno de la marisma de Doñana (msnm), estaciones de medida y principales elementos topográficos comentados.

## 5.7 Conclusiones

A continuación se señalan las principales conclusiones derivadas del análisis hidrometeorológico de la marisma de Doñana durante los años hidrológicos 2006/2007, 2007/2008 y 2008/2009.

### 5.7.1 Análisis interanual

- La temperatura media del aire durante el periodo estudiado (17 °C), así como las temperaturas máximas, medias y mínimas mensuales, coinciden con los valores históricos de series climáticas recogidas en la estación del Palacio de Doñana (Siljeström *et al.*, 2002), con la excepción de presentar valores mínimos ligeramente superiores a la media

climática entre los meses de enero y junio, lo cual se debe seguramente a la presencia de agua en los puntos de medida.

- La humedad relativa media diaria ( $\pm$ desviación estándar) de los tres años representados fue  $70.80 \pm 12.17\%$ , con un rango de variación comprendido entre 30.41 y 94.77%. Las máximas diarias ( $88.00 \pm 6.56\%$ ) fueron 2.5 veces menos variables que las mínimas ( $46.63 \pm 17.01\%$ ).
- Se registran la variabilidad interanual y estacional de las precipitaciones propias del clima mediterráneo de Doñana, que provocan condiciones muy diferentes de inundación en la marisma.
- Las distribuciones anuales de velocidad y dirección del viento son bimodales, con predominancia del primer y tercer cuadrante (NE y W-SW, respectivamente), siendo las direcciones de componente W-SW más intensas y variables que las de componente NE.

### **5.7.2 Análisis intra-anual**

- La temperatura del aire, la humedad relativa y la velocidad del viento describen ciclos de oscilación anual que han sido aproximados mediante mínimos cuadrados a una curva senoide. La temperatura y la velocidad del viento están en fase entre sí y en antifase con la humedad relativa. La capacidad predictiva de estas expresiones, sin embargo, es muy limitada debido a los altos errores de estimación obtenidos, del orden del 20% de la media en la temperatura y humedad, y del mismo orden de magnitud que la media en la velocidad del viento.
- La variabilidad intra-anual de la temperatura y humedad del aire, tanto a escala de observación mensual como diurna, es mínima el mes de febrero y asciende hacia el principio y fin del año hidrológico. El rango predominante de variación interdiurna de la temperatura es  $\pm 1$  °C, con máxima ocurrencia en los meses de otoño e invierno. De noviembre a febrero, la humedad relativa media se sitúa por encima del 80%.
- Los tres años hidrológicos estudiados presentan inviernos poco lluviosos con respecto a la media y veranos prácticamente secos, ocurriendo las principales diferencias interanuales en otoño y primavera. La principal característica del año húmedo 2006/2007 en comparación con los años más secos 2007/2008 y 2008/2009 fueron las frecuentes e intensas lluvias de otoño del primero.

- Existe un comportamiento estacional de la dirección del viento que explica la bimodalidad de las rosas de viento anuales. Durante gran parte del otoño e invierno (noviembre, diciembre y enero) domina la dirección NE con velocidades del viento bajas. Las frecuencias de esta procedencia disminuyen progresivamente con el paso de la primavera, llegando a desaparecer casi por completo en los meses de verano (junio, julio y agosto), que muestran una clara predominancia de las direcciones SW (D04) y W (D05). Las frecuencias mensuales de la velocidad del viento se ajustan mejor a distribuciones Weibull los meses de octubre a abril por la menor incidencia de brisas costeras.
- Mediante análisis wavelet de la serie de temperatura diaria, se ha asociado la presencia de mayores periodos de oscilación, del orden de 8 a 20 días, a épocas de primavera y principios de verano. En invierno se dan largos periodos de oscilación ocasionalmente, y no aparecen en otoño. La humedad relativa presenta características similares, con mayor predominio de periodos largos también en otoño. El viento, sin embargo, presenta breves oscilaciones del orden de 2 a 16 días concentradas entre noviembre y mayo, y oscilaciones de 1 y 2 meses sólo presentes en invierno.
- En ausencia de aportes de precipitación que produzcan una inundación generalizada y la conexión de las diferentes áreas de la marisma, tiene lugar una variabilidad espacial de la magnitud y duración de la inundación coherente con la cercanía de los puntos de medida a aportes superficiales (arroyos del NW), y subterráneos (Retuerta). No se dispone de información del manejo de compuertas, que podrían afectar también a la inundación de las estaciones meridionales.

### **5.7.3 Análisis diurno**

- Los ciclos de oscilación diarios de temperatura del aire (humedad relativa), presentan valores mínimos (máximos) entre las 5 y las 7 h y máximos (mínimos) entre las 11 y las 16 h. Estos ciclos, cuyo motor es la radiación solar, se ven debilitados por el paso de eventos meteorológicos. Mediante el análisis wavelet se detectan además “mareas atmosféricas” de estas variables en forma de oscilaciones semidiurnas invernales.
- La principal característica de la evolución diurna del viento es la identificación de persistente brisas costeras. Las brisas costeras se manifiestan con mayor persistencia las mañanas de meses fríos y las tardes de final de primavera y verano, siendo las últimas

más intensas. La rápida generación de las brisas de verano es responsable de la distribución bimodal de velocidades del viento en estos meses.

- Los eventos de precipitación analizados se caracterizan mayoritariamente por tener una intensidad media diezminutal inferior a  $4 \text{ mm h}^{-1}$ , máxima inferior a  $13 \text{ mm h}^{-1}$ , una duración inferior a 10 h y un volumen acumulado máximo de 10 mm.

#### **5.7.4 Diferencias entre estaciones de medida**

- La estación D04 presenta mayor amplitud de valores de temperatura y humedad del aire que D05 en todas las escalas de tiempo analizadas. Estas diferencias se producen como consecuencia de la mayor intensidad y persistencia de los vientos en D05, especialmente en los meses cálidos. La intensidad del viento es un 35% superior de media en D05 y, teniendo en cuenta que la dirección predominante procede del mar (W-SW) y que las mayores intensidades del viento ocurren pocas horas después del mediodía, esto produce una reducción de las máximas temperaturas diurnas e incremento de las mínimas humedades relativas con respecto a D04. Las brisas en sentido mar-tierra se intensifican hacia el final del año hidrológico, del mismo modo que estas diferencias entre ambas estaciones.
- A pesar de la ausencia general de relieve en la marisma, las precipitaciones registradas en ambas estaciones muestran diferencias anuales acumuladas del orden de 60-80 mm. La intensidad media de los eventos es prácticamente igual en ambas estaciones, encontrando diferencias variables según el año en la duración, intensidad máxima y volumen medio acumulado.

#### **5.7.5 Arrastre ejercido por el viento**

El efecto del arrastre ejercido por el viento en dirección SW-NE sobre la cota de agua ha sido analizado mediante el análisis de coherencia wavelet de un periodo de tiempo seleccionado, siguiendo la metodología de Grinsted *et al.* (2004). Se ha obtenido correlación local en el espacio tiempo-frecuencia de las series de cota de agua y viento desde periodos de oscilación de 20 minutos a 8 días. Aquellos inferiores a 5 h presentan una coherencia breve en el tiempo, destacando la correlación mantenida entre viento y cota de agua en las bandas de oscilaciones de 1 a 3.5 días en todas las estaciones. La diferencia de fase entre la cota de agua y el viento, así

como los retardos obtenidos, son coherentes con la observación de datos hidrometeorológicos registrados en las estaciones y con el entorno microtopográfico de cada estación.

## 5.8 Referencias

DAI, A. y WANG, J., 1999. Diurnal and Semidiurnal Tides in Global Surface Pressure Fields. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(22), pp. 3874-3891.

FERRARIN, C., UMGIESSER, G., SCROCCARO, I. y MATASSI, G., 2009. Hydrodynamic modeling of the lagoons of Marano and Grado, Italy. *Geo-Eco-Marina*, 15, pp. 13-19.

GIRONÁS, J., ROESNER, L.A. y DAVIS, J., 2009. *Storm Water Management Model Applications Manual*. National Risk Management Research Laboratory, Office of Research and Development, US Environmental Protection Agency.

GRINSTED, A., MOORE, J.C. y JEVREJEVA, S., 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(5-6), pp. 561-566.

HSU, H. y HOSKINS, B.J., 1989. Tidal fluctuations as seen in ECMWF data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115(486), pp. 247-264.

Jl, Z.-., MORTON, M.R. y HAMRICK, J.M., 2001. Wetting and Drying Simulation of Estuarine Processes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53(5), pp. 683-700.

KJERFVE, B. y MAGILL, K.E., 1989. Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons. *Marine Geology*, 88(3-4), pp. 187-199.

MONTGOMERY, D.C. y RUNGER, G.C., 2002. *Probabilidad y estadística aplicadas a la ingeniería*. 2ª edn. México: Limusa.

MUÑOZ CARPENA, R. y RITTER, A., 2005. *Hidrología agroforestal*. Madrid: Mundi Prensa Libros S.A.

RAMOS, A., MARTI-CARDONA, B., RABADÀ, J. and DOLZ-RIPOLLÉS, J., 2009. Teledetección e información hidrometeorológica de campo en la marisma de Doñana, *I Jornadas de Ingeniería del Agua*, 27-28 de octubre 2009 2009, CEDEX.

SILJESTRÖM, P., CLEMENTE, L. and RODRIGUEZ-RAMIREZ, A., 2002. Clima. In: V. GARCÍA CANSECO, ed, *Parque Nacional de Doñana*. Talavera de la Reina: Canseco Editores, pp. 43-56.

SUSO, J. y LLAMAS, M.R., 1993. Influence of Groundwater Development on the Donana-National-Park Ecosystems (Spain). *Journal of Hydrology*, 141(1-4), pp. 239-269.

TORRENCE, C. y COMPO, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1), pp. 61-78.

## **CAPÍTULO 6**

---

### **BALANCE DE RADIACIÓN SOBRE LA MARISMA**





## 6.1 Introducción

El balance global de radiación en la superficie libre del agua está compuesto por balances parciales de radiación solar de onda corta y radiación de onda larga terrestre emitida por la atmósfera y la superficie. Dada la práctica desconexión de ambos espectros de emisión, se considera un balance superficial de radiación compuesto de balances parciales de radiación solar de onda corta y radiación terrestre de onda larga, que se define mediante la expresión

$$\begin{aligned} R_n &= R_{sn} + R_{oln} \\ &= R_{si}(1 - \alpha_c) + R_{ai}(1 - \alpha_L) - R_w, \quad \text{W m}^{-2} \end{aligned} \quad (6.1)$$

donde  $R_n$  es la radiación neta global (longitud de onda corta y larga),  $R_{sn}$  es la radiación solar neta (longitud de onda corta),  $R_{oln}$  es la radiación neta de onda larga,  $R_{si}$  la radiación solar incidente (onda corta),  $\alpha_c$  el albedo o coeficiente de reflexión de onda corta,  $R_{ai}$  la radiación atmosférica incidente de onda larga,  $\alpha_L$  el albedo de onda larga y  $R_w$  la radiación de onda larga emitida por la superficie. El primer sumando del balance desglosado determina el flujo neto de radiación solar de onda corta y los dos últimos el balance de radiación de onda larga. Los flujos de radiación incidentes sobre la superficie se consideran de signo positivo, y los reflejados o emitidos por ella de signo negativo.

La radiación fotosintéticamente activa o PAR, por sus siglas en inglés (*photosynthetically active radiation*), constituye la parte del flujo de radiación solar (onda corta) comprendida entre los 400 y 700 nm de longitud de onda. Su disponibilidad determina la producción primaria en la columna de agua, y depende de la profundidad, la densidad de partículas en suspensión y la concentración de materiales disueltos. Se mide generalmente en densidad de flujo de fotones por unidad de área ( $1 \mu\text{mol fotones m}^{-2} \text{ s}^{-1} = 6.022 \times 10^{17} \text{ fotones m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ).

En la marisma de Doñana se toman medidas de diversos componentes del balance de radiación sobre la superficie y de irradiancia PAR dentro de la columna de agua. El objetivo de este capítulo es evaluar los flujos de radiación sobre la marisma a diferentes escalas temporales, estableciendo en la medida de lo posible su relación con parámetros ambientales como la magnitud de la inundación o variables meteorológicas. Un objetivo secundario es el ajuste local de modelos de estimación de estos flujos para poder calcularlos en ausencia de instrumentación de medida. Se hace especial énfasis en la estimación de la radiación atmosférica incidente de onda larga por

medio de modelos basados en medidas meteorológicas, ya que permite cerrar el balance de radiación sobre la marisma en caso de fallo de los radiómetros, un hecho desafortunadamente común en la estación D05 L. Vetallengua. Finalmente, se analizan las medidas de radiación PAR en la columna de agua y su relación con el fenómeno de resuspensión de sedimento a causa del viento.

## 6.2 Metodología

### 6.2.1 Medidas de flujos de radiación

Para caracterizar los componentes del balance de radiación sobre la marisma de Doñana se utilizan medidas de campo de las estaciones D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetallengua. Ambas estaciones tienen idéntica disposición de sensores de medida de radiación solar de onda corta y global neta (onda corta y onda larga), dispuestos según la Figura 6.1. Además, la estación D04 L. Cerrado Garrido dispone de dos cuantímetros inundables y uno emergido que miden densidad de flujo de fotones de radiación PAR. Los cuantímetros inundables se encuentran a una altura sobre el sedimento de 0.36 m (sensor de radiación descendente LRSV1) y 0.44 m (sensor de radiación ascendente LRSA1).

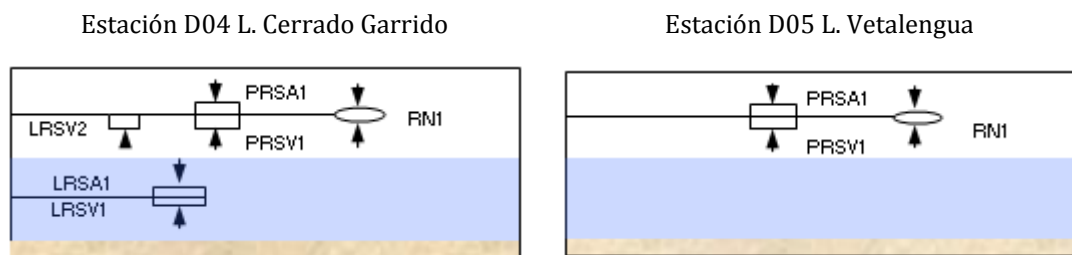


Figura 6.1. Disposición de los sensores de radiación en las estaciones de medida. PRSA1: piranómetro de radiación solar incidente (onda corta); PRSV1: piranómetro de radiación solar reflejada (onda corta); RN1: radiómetro neto (onda corta y larga); LRSA1: cuantímetro de radiación PAR incidente; LRSV1, LRSV2: cuantímetros de radiación PAR reflejada.

La radiación neta se mide directamente en ambas estaciones. A pesar de disponer de sensores duplicados, la fragilidad de los mismos causó notables pérdidas de información hasta su

sustitución en abril de 2008, tal como se expuso en el Capítulo 4 sobre el control de calidad de la información de campo. Por ello, y por la relevancia de esta variable en el balance térmico superficial, una parte de este capítulo está dedicada a la estimación de los componentes del balance de radiación no medidos, de manera que la radiación neta se pueda estimar alternativamente como resto del balance (6.1).

Los componentes del balance de radiación solar incidente y reflejada sobre la superficie del agua, denominados  $R_{si}$  y  $R_{sr}$  respectivamente, se miden en ambas estaciones mediante los piranómetros sin problemas importantes de disponibilidad de información. Las medidas de radiación solar incidente permiten evaluar la radiación solar propia de días claros, sólo afectada por la dispersión y absorción por parte de los componentes de la atmósfera que atraviesa. Esta variable sirve de referencia para cuantificar la nubosidad, que resulta de utilidad en la estimación de la radiación atmosférica incidente. La radiación solar incidente en días claros,  $R_{so}$ , se define como

$$R_{so} = K_0 R_{ext} \quad (6.2)$$

donde  $R_{ext}$  es la radiación solar incidente en la parte externa de la atmósfera (ver procedimiento de cálculo en el Capítulo 3, ecuaciones 3.4 a 3.11) y  $K_0$  es el coeficiente de transmisividad de la atmósfera propio de días claros, que depende de la turbidez de la atmósfera (polvo, humedad, contaminación...), altitud y ángulo solar.

En ausencia de observaciones sinópticas del grado de nubosidad, la cubierta nubosa fraccional  $c$  se estima mediante la expresión de Crawford y Duchon (1999) a partir de las medidas de radiación solar incidente

$$c = 1 - \frac{R_{si}}{R_{so}}, \quad 0 \leq c \leq 1 \quad (6.3)$$

La radiación de onda larga emitida por la superficie ( $R_w$ ) se calcula mediante la ley de Stefan-Boltzmann, como la radiación emitida por el agua en función de su temperatura superficial

$$R_w = \varepsilon_w \sigma T_{sw}^4 \quad (6.4)$$

donde  $\varepsilon_w$  es la emisividad del agua (0.97),  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzmann ( $5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ) y  $T_{sw}$  es la temperatura de la superficie del agua (K), medida directamente por los sensores de temperatura inundados.

Cuando se dispone de todas las medidas de flujo de radiación anteriores, incluidas las correspondientes a los radiómetros, la radiación atmosférica incidente de onda larga ( $R_{ai}$ ) se puede obtener como resto del balance de radiación superficial (6.1), siendo la proporción de radiación atmosférica reflejada o albedo de onda larga  $\alpha_L$  igual a 0.03 (Henderson-Sellers, 1986). El flujo de radiación atmosférica obtenido utilizando las medidas de campo se distingue en delante de otros métodos de estimación mediante el superíndice “\*”.

### 6.2.2 Modelos de estimación de la radiación atmosférica incidente de onda larga

La radiación de onda larga emitida por la atmósfera sobre la superficie se define por analogía con un emisor gris de temperatura uniforme mediante la expresión

$$R_{ai} = \varepsilon \sigma T_a^4 \quad (6.5)$$

donde  $\varepsilon$  (adimensional) es la emisividad efectiva de la capa límite atmosférica situada sobre la superficie y  $T_a$  (K) la temperatura del aire.

El efecto de la nubosidad se incluye en la formulación de  $\varepsilon$  por medio de la expresión proporcionada por Crawford y Duchon (1999), que ha sido contrastada y recomendada frente a otras fórmulas en lugares de baja altitud, sobre humedales y superficies de agua (Choi, 2008; Staiger, 2010)

$$\varepsilon = c + (1 - c)\varepsilon_0 \quad (6.6)$$

donde  $\varepsilon_0$  es la emisividad propia de un cielo despejado y  $c$  el coeficiente de nubosidad dependiente de la radiación solar incidente relativa (6.3). El índice de nubosidad  $c$  sólo puede obtenerse en horario diurno, por lo que durante la noche (ángulo solar cenital  $> 85^\circ$ ) se aplica un valor constante de  $c$  igual al promedio de las cuatro últimas horas del día.  $R_{si}$  puede ocasionalmente superar el valor de  $R_{s0}$ , por lo que valores negativos de  $c$  se ajustan a cero (ver apartado 6.3.1).

Para estimar la emisividad propia de cielos despejados,  $\varepsilon_0$ , se escogen tres modelos recomendados por diferentes autores de la literatura reciente (Tabla 6.1). El modelo de Brunt (1932) es seguramente la expresión empírica más utilizada y validada sobre todo tipo de cubiertas, incluyendo superficies de agua y humedales (Choi, 2008). Los modelos de Brutsaert

(1975) y Prata (1996), siendo el segundo un desarrollo posterior del primero, son expresiones analíticas simplificadas de la teoría de transferencia de radiación (Staiger, 2010).

Tabla 6.1. Modelos de estimación de la radiación atmosférica incidente seleccionados.

Emisividad atmosférica en condiciones despejadas ( $\varepsilon_0$ )	Parámetros	Fuente
$\varepsilon_0 = a_1 + b_1 e_a^{1/2}$	$a_1=0.53; b_1=0.067$	Brunt (1932)
$\varepsilon_0 = a_2 (e_a/T_a)^{1/7}$	$a_2=1.24$	Brutsaert (1975)
$\varepsilon_0 = 1 - (1 + a_3 (e_a/T_a)) \exp \left( - (b_3 + a_3 c_3 (e_a/T_a))^{1/2} \right)$	$a_3=46.5; b_3=1.20; c_3=3.0$	Prata (1996)
$e_a$ = presión de vapor del aire (hPa); $T_a$ = temperatura del aire en superficie (K)		

### 6.2.3 Penetración de la radiación solar de onda corta en el agua

La interfase entre agua y aire sólo modifica la irradiancia en un plano paralelo a ella mediante reflexión (Jerlov, 1976). Conociendo el flujo neto de radiación solar (incidente menos reflejado) sobre la superficie del agua  $R(z=0)$ , el perfil de irradiancia en profundidad  $R(z)$  se define mediante una relación de decrecimiento exponencial

$$R(z) = R(0) e^{-kz} \quad (6.7)$$

donde  $k$  es un coeficiente de atenuación del flujo de radiación que engloba los procesos de absorción y dispersión en el agua, y  $z$  la profundidad.

Las medidas de campo de radiación PAR incidente dentro de la columna de agua a una altura de 0.44 m del sedimento se utilizan con el fin de obtener el coeficiente  $k$ , estableciendo el balance de radiación PAR en superficie a partir de la radiación solar incidente transformada a PAR mediante la relación  $PAR/R_{si}$  obtenida en periodos secos, menos la radiación PAR reflejada medida (sensor LRSV2 en la Figura 6.1). La profundidad de las medidas depende de la altura de la columna de agua  $h$  (m), siendo  $z = h - 0.44$ .

La dispersión de la radiación dentro de la columna de agua se produce en todas direcciones, por lo que existe también un flujo de radiación solar retrodispersada en dirección vertical hacia la superficie. La atenuación en profundidad de las irradiancias en sentido descendente y ascendente se puede considerar equivalente (Di Toro, 1978), por lo que este flujo de radiación retrodispersada se encuentra también sometido a la relación de decrecimiento exponencial (6.7) y es más intenso cerca de la superficie del agua. A su vez, este flujo se ve mermado por la reflexión en la cara inferior de la interfase agua-aire, y sólo una porción de él emerge del agua. Este fenómeno tiene consecuencias sobre la interpretación del albedo de radiación solar, ya que la radiación retrodispersada emergente se suma a la reflexión de radiación solar en la parte “aérea” de la interfase agua-atmósfera. El albedo sobre la superficie de agua se define como la proporción de radiación “ascendente” sobre la superficie con respecto a la incidente

$$\alpha_c = \frac{R_{sr}}{R_{si}} \quad (6.8)$$

Si se tiene en cuenta que parte del flujo  $R_{sr}$  medido puede proceder de la retrodispersión dentro de la columna de agua (denominada  $R_{rw}$ ) y que la reflexión en la superficie del agua ocurre en ambas caras de la interfase agua-aire, se deben tener en cuenta dos reflectancias: la del aire ( $\rho_a$ ) y la del agua ( $\rho_w$ )

$$R_{sr} = \rho_a R_{si} + (1 - \rho_w) R_{rw} \quad (6.9)$$

Según lo anterior, el albedo de onda corta queda definido por la expresión

$$\alpha_c = \rho_a + (1 - \rho_w) \frac{R_{rw}}{R_{si}} \quad (6.10)$$

Asumiendo que la radiación ascendente por la columna de agua es completamente difusa y no polarizada, y que la reflexión de Fresnel bajo la superficie es total en el intervalo de ángulos 48.6-90°, la integración de la reflectancia en el agua para todos los ángulos de incidencia resulta en  $\rho_w = 0.48$  (Jerlov, 1976). Por tanto, la radiación retrodispersada por el agua  $R_{rw}$  se obtiene de la ecuación (6.10), donde se miden  $R_{si}$ ,  $R_{sr}$  y se calcula  $\rho_a$  utilizando el modelo teórico de Campbell y Aarup (1989), definido en el Capítulo 3.

## 6.3 Resultados

### 6.3.1 Radiación solar incidente

La Figura 6.2 muestra los valores medios diarios de radiación solar incidente en la estación D04 L. Cerrado Garrido, representando únicamente los días con un porcentaje de datos válidos superior al 90%.

El coeficiente de transmisividad de la atmósfera en días claros ( $K_0$ ), necesario para calcular  $R_{s0}$ , se ha obtenido como la media de los valores máximos mensuales de la relación  $R_{si}/R_{ext}$ , resultando en un valor de 0.74 con un coeficiente de variación (desviación típica/media) de 0.04. Este valor coincide además con el valor del percentil 90 de las series de  $R_{si}/R_{ext}$  diarias en ambas estaciones de medida y es muy cercano al valor 0.75 que resulta de la expresión empírica de Monteith y Unsworth (1990) en función de la altitud (Capítulo 3, ecuación 3.13).

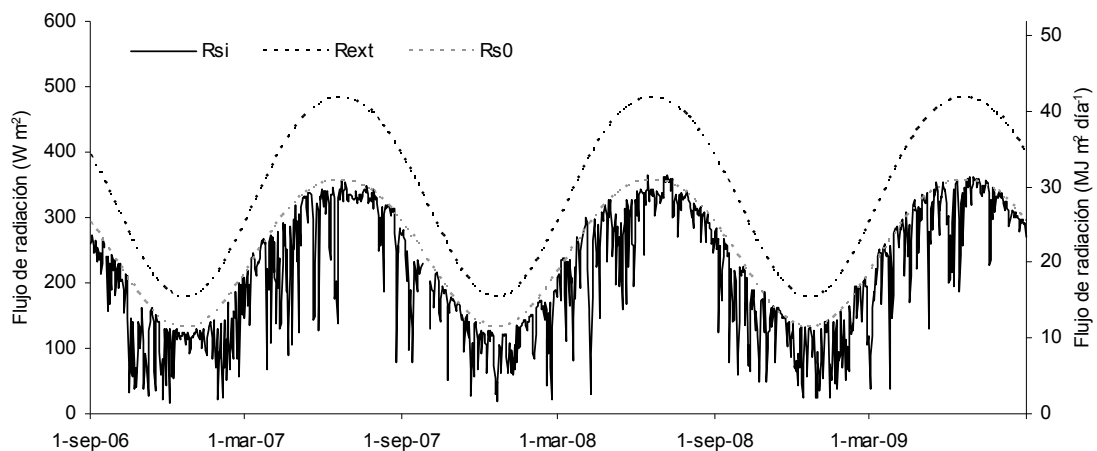


Figura 6.2. Flujos medios diarios de radiación solar incidente en D04 L. Cerrado Garrido. Rsi: Radiación solar incidente; Rext: Radiación solar incidente sobre la atmósfera; Rs0: Radiación solar incidente en superficie en días despejados ( $R_{s0} = 0.74 \times R_{ext}$ ).

La medida de nubosidad  $c$  (6.3) representa la proporción de  $R_{s0}$  que no alcanza la superficie por efecto de la interposición de nubes. Valores negativos de  $c$ , en los que  $R_{si} > R_{s0}$ , se pueden dar en

la práctica como consecuencia de la definición de  $R_{s0}$  (basada en medias de máximos y no en máximos absolutos), o en condiciones de nubes dispersas que no se interpongan entre el sol y la superficie, cuya reflexión se puede sumar a la radiación solar directa. Estos valores son corregidos a cero.

La serie de medias diarias de nubosidad durante los tres años hidrológicos 2006/2007, 2007/2008 y 2008/2009 (Figura 6.3) se distribuye entre los valores  $c = 0$  y  $c = 0.9$ , con un valor medio ( $\pm$ desviación estándar) de  $0.18 \pm 0.21$ . La variabilidad de  $c$  es alta, pero existe un cierto ciclo anual con máximos valores y máxima variabilidad de la nubosidad en los meses de enero y febrero ( $0.27 \pm 0.23$ ) y mínimos valores y variabilidad en el mes de julio ( $0.05 \pm 0.06$ ). Si se consideran los días despejados como aquellos con un valor medio de  $c$  inferior a 0.05 (Duarte *et al.*, 2006; Choi, 2008), en este periodo de estudio se ha registrado un 35% de días despejados.

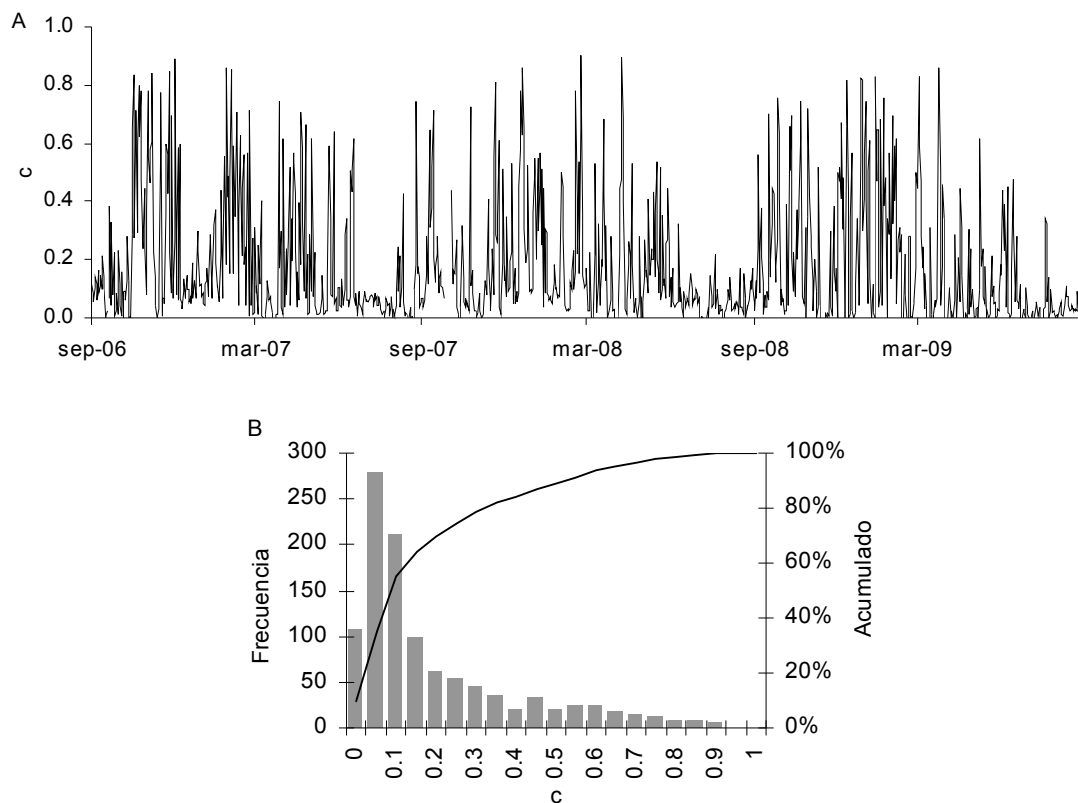


Figura 6.3. A) Serie temporal de la nubosidad diaria  $c$  en D04 L. Cerrado Garrido entre el 1 de septiembre de 2006 y el 31 de agosto de 2009. B) Distribución de frecuencias de  $c$  durante el mismo periodo.



Como es evidente debido a la cercanía entre las estaciones de medida, la variabilidad espacial de la radiación solar incidente y de la nubosidad es baja, si bien aumenta relativamente para valores altos de  $R_{si}$  y bajos de  $c$ , como efecto de situaciones de ligera nubosidad local (Figura 6.4).

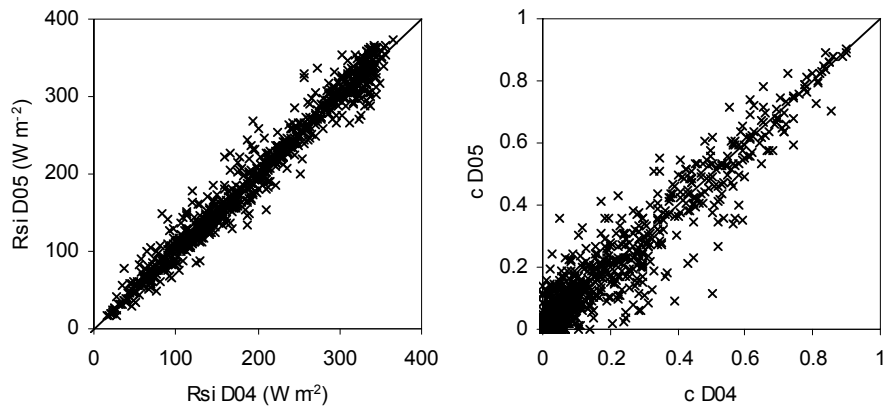


Figura 6.4. Correspondencia de los valores medios diarios de radiación solar incidente ( $R_{si}$ ) y nubosidad ( $c$ ) entre las estaciones de medida D04 L. Cerrado Garrido (eje de abscisas) y D05 L. Vetallengua (eje de ordenadas) desde septiembre de 2006 hasta agosto de 2009.

### 6.3.2 Albedo de radiación solar (onda corta)

Los valores medios diarios de la proporción de radiación reflejada o albedo de radiación solar de onda corta medido sobre la superficie marismeña se presentan en la Figura 6.5., junto con estimaciones de la proporción de radiación solar reflejada por la superficie de agua según el modelo de Campbell y Aarup (1989) y las condiciones de inundación. Las medidas ( $\alpha_c = R_{sr} / R_{si}$ ) superan con creces el cálculo de radiación reflejada por la superficie del agua [ $\rho_o$  en la ecuación (6.10)], la cual en la práctica es equivalente en ambas estaciones, ya que depende de la situación geográfica,  $R_{si}$  y  $c$ . La proporción de radiación solar reflejada por la superficie de agua  $\rho_o$  describe un comportamiento sinusoidal anual con mínimo estival y máximo invernal como consecuencia de la influencia del ángulo solar (es inversamente proporcional a la altura solar), tomando valores entre 0.04 y 0.07.

En términos medios durante los periodos de inundación, se refleja un 4% más de radiación solar con respecto a  $\rho_a$  en D04 L. Cerrado Garrido y un 12% más en D05 L. Vetallengua. Las diferencias entre ambas estaciones y con respecto a los cálculos de  $\rho_a$  son más acusadas durante los periodos de llenado que de vaciado de la marisma.

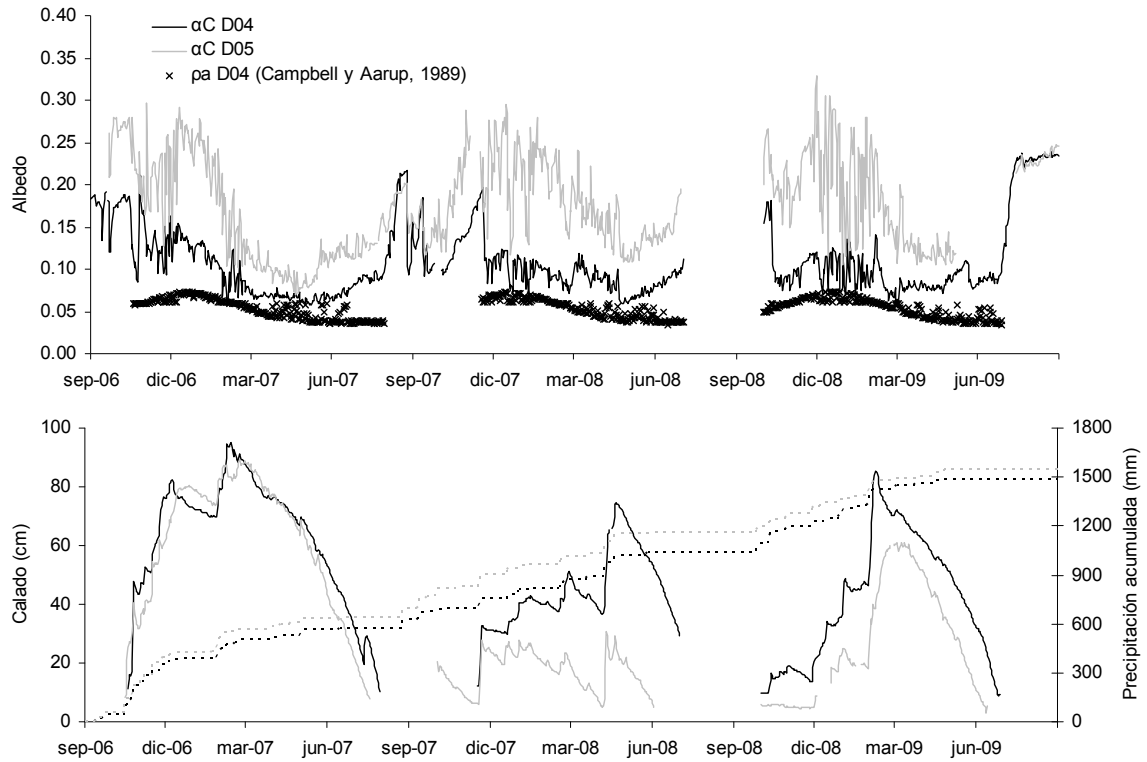


Figura 6.5. Albedo diario medido y calculado (superior), profundidad de agua (inferior, líneas continuas) y precipitación acumulada (inferior, líneas discontinuas) en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido (negro) y D05 L. Vetallengua (gris).

Las diferencias entre el albedo registrado en los dos lugares de medida son considerables durante los periodos de inundación y mínimas sobre sedimento seco, tal como se observa contrastando las medidas de ambas estaciones (Figura 6.6). El flujo medio diario de radiación solar reflejada ( $R_{sr}$ , en  $W m^{-2}$ ) en D05 L. Vetallengua es 1.7 veces el de D04 L. Cerrado Garrido durante los eventos de inundación ( $R^2=0.66$ ). Después de 45 días sin precipitación, el mes de agosto de 2009 es un periodo idóneo para caracterizar el albedo del sedimento seco de la marisma, resultando en

valores medios diarios (media±desviación típica) de  $0.23\pm0.00$  en D04 L. Cerrado Garrido y  $0.23\pm0.01$  en D05 L. Vetalegua.

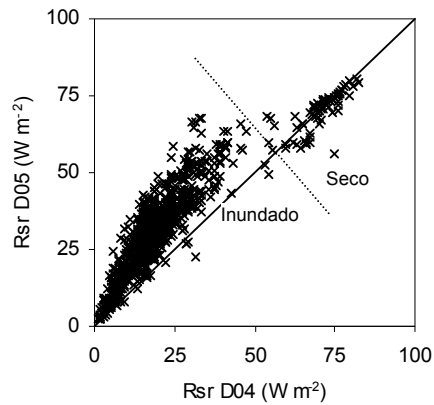


Figura 6.6. Correspondencia entre la radiación media diaria reflejada de las estaciones D04 L. Cerrado Garrido (eje de abscisas) y D05 L. Vetalegua (eje de ordenadas) entre septiembre de 2006 y agosto de 2009.

Teniendo en cuenta la similitud de reflectancias del sedimento seco, las diferencias entre el albedo de las estaciones de medida, y seguramente también la diferencia entre las medidas y las estimaciones del modelo teórico de reflexión, se deben atribuir a características relacionadas con la calidad del agua. La acción del viento, que no se tiene en cuenta en la formulación de Campbell y Aarup (1989), puede modificar la reflectividad de la superficie a través de la alteración de su rugosidad. Sin embargo, en ausencia de rotura de olas tal como se presupone en la marisma, el efecto del viento parece disminuir el albedo (Paulson y Pegau, 2009). Payne (1972, citado por Paulson y Pegau, 2009) desarrolló un extenso trabajo sobre el albedo de la superficie marina, y documentó descensos del 2% del albedo medido por cada  $\text{m s}^{-1}$  de incremento de velocidad del viento para alturas solares de 17 a 25°.

Se considera por tanto un flujo de radiación solar procedente del interior de la columna de agua, ya sea por reflexión en el sedimento y/o retrodispersión debida a sólidos suspendidos o disueltos en ella. Si el papel del sedimento fuera primordial, el agua debería tener baja turbidez y se observaría una relación inversa entre el calado y el albedo medido, ya que la distancia de agua atravesada por la radiación solar reflejada sería menor en presencia de bajos calados. Si por el

contrario fuera la turbidez del agua la causante del incremento del albedo por la reflexión en las partículas suspendidas o disueltas, la radiación solar apenas alcanzaría el sedimento y seguramente existiría una relación entre eventos de viento y albedo, al tratarse de una lámina de agua poco profunda sobre sedimento fino de fácil resuspensión.

Se han buscado relaciones positivas entre el exceso de albedo medido o proporción de radiación solar incidente retrodispersada y la velocidad media diaria del viento, así como negativas con el calado medido, para días con nubosidad inferior a 0.1 durante los tres años hidrológicos contemplados. Las relaciones no son constantes, pero se dan con mayor frecuencia y fortaleza en los meses de llenado para el viento, y en los meses de vaciado para el calado. Dos ejemplos se muestran en la Figura 6.7, con datos de la estación D04 L. Cerrado Garrido. Además, la estación D05 L. Vetallengua presenta en general mayor correspondencia entre la retrodispersión y el viento que D04 L. Cerrado Garrido.

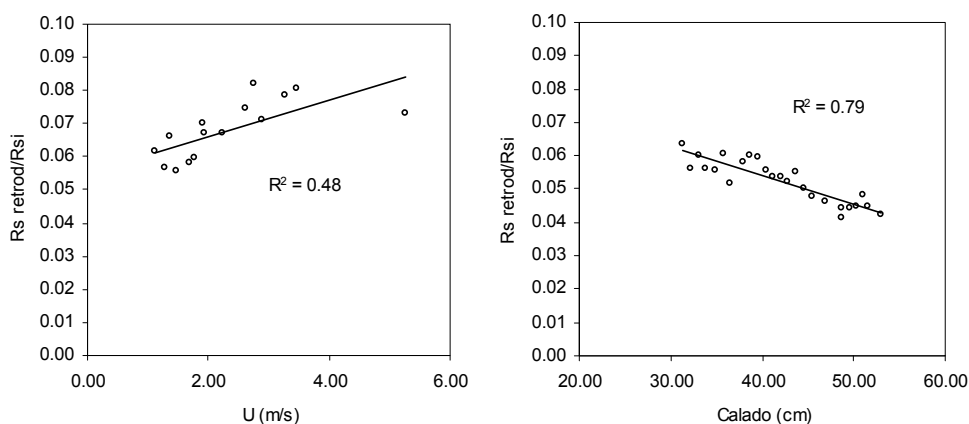


Figura 6.7. Izquierda: Relación entre la proporción de radiación solar retrodispersada y la velocidad media diaria del viento (U) en diciembre de 2006. Derecha: Relación entre la proporción de radiación solar retrodispersada y la profundidad de agua en junio de 2008.

### 6.3.3 Balance horario de radiación solar

La Figura 6.8 muestra los flujos medios horarios y mensuales de la radiación solar incidente, reflejada y neta en las dos estaciones de medida para el año hidrológico 2006/2007. Se aprecian en ellas el reparto horario de las diferencias observadas anteriormente en la radiación solar

reflejada. A partir del mes de mayo se observa un cierto retraso del ciclo diario de radiación solar reflejada en la estación D05, lo que puede estar relacionado con el ciclo diario de intensidad del viento. Sin embargo, obsérvese que la escala de color en el caso de la radiación solar reflejada es menor, y que el efecto de estas diferencias, siempre del mismo signo, es difícil de apreciar en el balance de radiación solar neta. Durante el invierno, el flujo de radiación solar neta es superior en la estación D04 L. Cerrado Garrido en unos  $20\text{-}40\text{ W m}^{-2}$  en torno al mediodía. La mayor diferencia entre estaciones se produce el mes de mayo, en el cual D04 L. Cerrado Garrido registra de media  $90\text{ W m}^{-2}$  más que D05 L. Vetallengua a mediodía. Durante el vaciado, entre mayo y julio, la diferencia se reduce a  $40\text{-}60\text{ W m}^{-2}$  y se traslada al periodo 15-19 h. En términos totales diarios, la estación D04 L. Cerrado Garrido retiene una radiación solar neta hasta  $2\text{ MJ día}^{-1}$  superior que D05 L. Vetallengua (mes de mayo). En términos relativos, la diferencia neta diaria es mayor en enero y febrero (12-13% de  $R_{si}$ ) que en mayo (9% de  $R_{si}$ ).

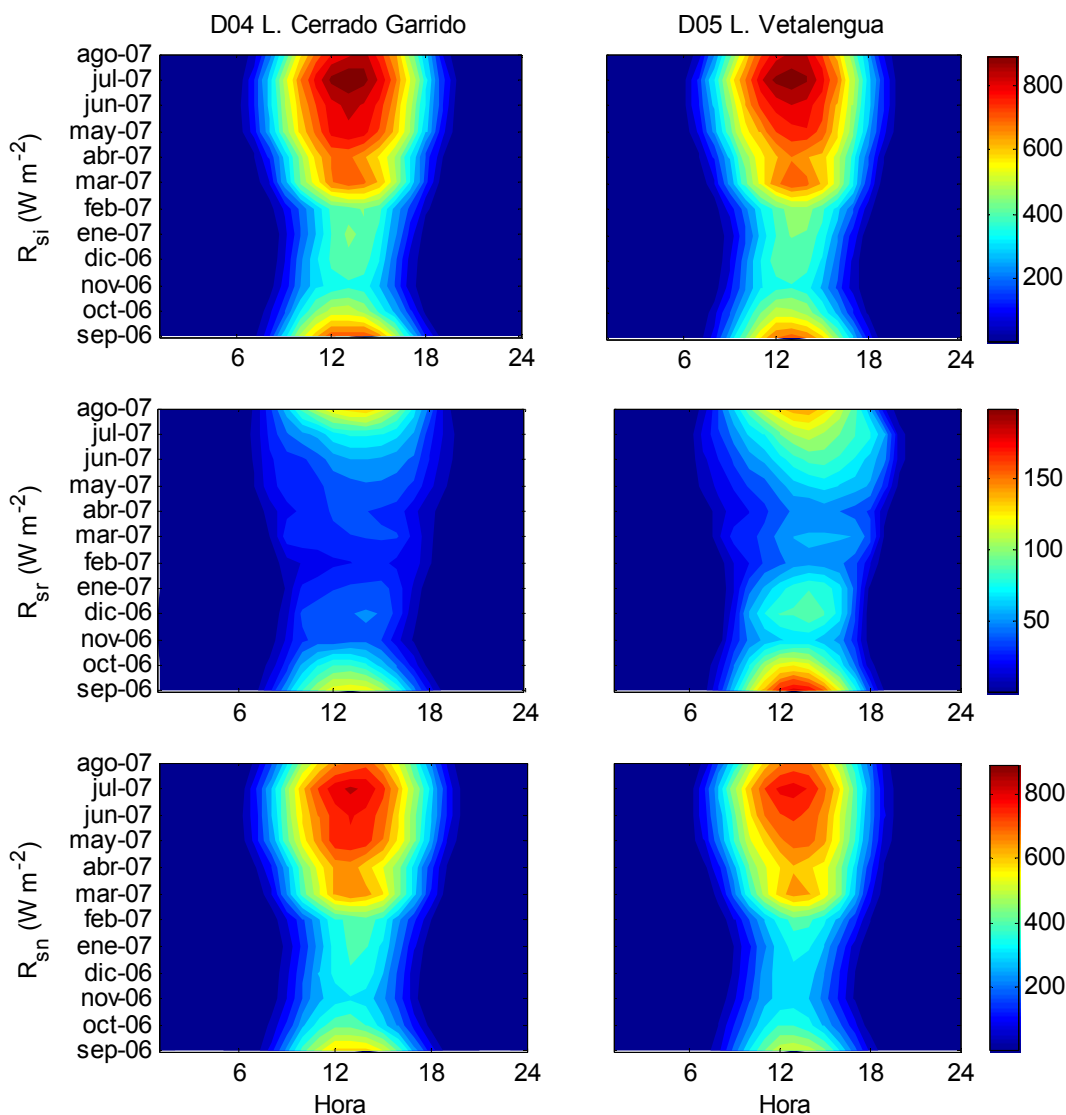


Figura 6.8. Flujos medios horarios y mensuales de radiación solar incidente ( $R_{si}$ ), reflejada ( $R_{sr}$ ) y neta ( $R_{sn}$ ) en las dos estaciones de medida durante el año hidrológico 2006/2007.

#### 6.3.4 Radiación atmosférica incidente de onda larga

La evaluación de los modelos de estimación de la radiación atmosférica incidente propuestos (Tabla 6.1) se realiza utilizando una serie de datos de campo registrados a intervalos de diez minutos durante la semana del 19 a 25 de junio de 2007 en la estación D04 L. Cerrado Garrido (número de observaciones,  $n=1008$ ). Se trata de un periodo inmediatamente posterior a una visita de mantenimiento de los sensores y con disponibilidad del 100% de información válida.

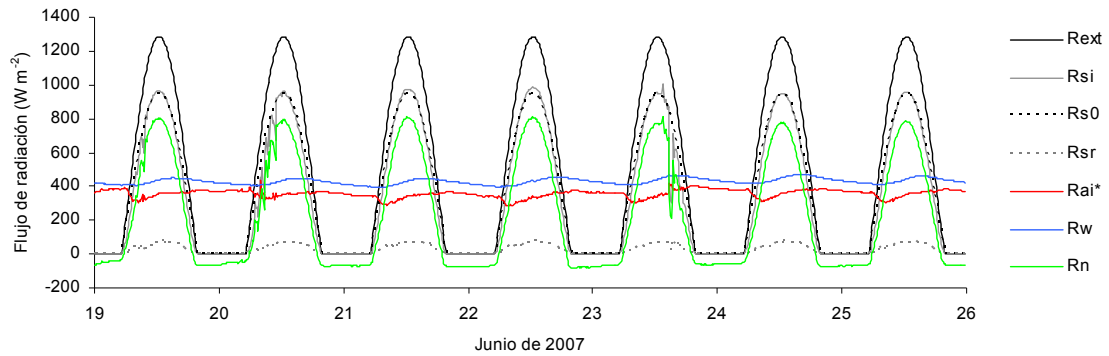


Figura 6.9. Flujos de radiación obtenidos a partir de las medidas de campo entre los días 19 y 25 de junio de 2007, estación D04 L. Cerrado Garrido. Rext: Radiación solar incidente en la parte externa de la atmósfera; Rsi: Radiación solar incidente en superficie; Rs0: Radiación solar incidente en superficie en días claros; Rsr: Radiación solar reflejada; Rai\*: Radiación atmosférica incidente; Rw: Radiación emitida por la superficie de agua; Rn: Radiación neta.

Los modelos de estimación se comparan en la Figura 6.10 y en la Tabla 6.2 con la radiación atmosférica incidente obtenida a partir del balance de radiación medido ( $R_{ai}^*$ ). El comportamiento de los modelos es malo en general y similar entre ellos, si bien el modelo de Prata (1996) logra el menor error medio y el de Brunt (1932) el mejor ajuste lineal a las observaciones. Por la mejor explicación de la varianza de las observaciones, se selecciona el modelo de Brunt (1932) para un posterior ajuste local.

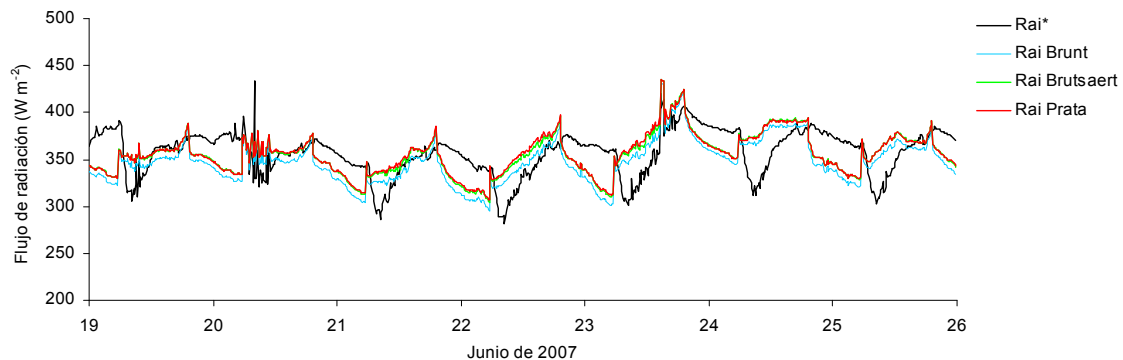


Figura 6.10. Radiación atmosférica incidente estimada y obtenida a partir del balance de radiación ( $R_{ai}^*$ ).

Tabla 6.2. Comportamiento de los modelos de estimación de Rai. ME: error medio; RMSE: raíz del error cuadrático medio; a, b: constante y pendiente de la recta de regresión lineal, respectivamente; R<sup>2</sup>: coeficiente de determinación.

	<i>Brunt</i>	<i>Brutsaert</i>	<i>Prata</i>
ME	-9.43	-1.86	-1.23
RMSE	28.56	27.14	27.43
a	238.69	258.90	269.79
b	0.31	0.27	0.24
R <sup>2</sup>	0.11	0.09	0.07

La Figura 6.10 indica que un posible ajuste diferenciados de los coeficiente diurnos y nocturnos puede ser conveniente, hecho que se justificaría por la diferente distribución vertical de vapor de agua en la atmósfera propia del día y la noche. Para poder interpretar el ajuste en este sentido, se realiza solamente sobre uno de los dos parámetros del modelo. Para ello se escoge el factor b1, que determina la relación entre la emisividad atmosférica y la presión de vapor y es el que más varía en los diferentes ajustes documentados (Pérez-García, 2004). Los resultados mejoran notablemente cuando este enfoque se utiliza frente al modelo original y al ajustado sin distinción de día y noche (Figura 6.11 y Tabla 6.3).

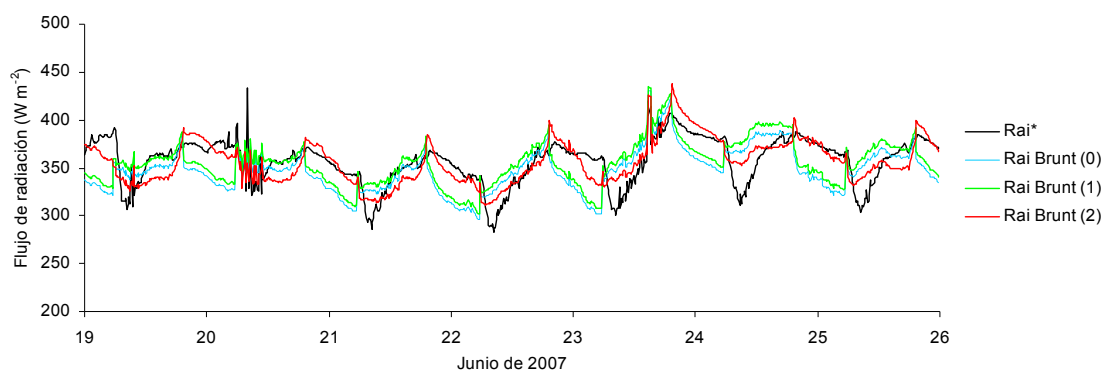


Figura 6.11. Comportamiento del modelo de Brunt (1932) original (0, azul), ajustado al conjunto completo de observaciones (1, verde) y ajustado diferenciando día y noche (2, rojo).



Tabla 6.3. Resultado de diferentes ajustes del modelo de Brunt (1932).

Tipo de ajuste	Original (0)	Global (1)	Diferenciado (2)
ME	-9.43	-2.22	-0.52
RMSE	28.56	27.61	15.18
a	238.69	247.94	85.86
b	0.31	0.30	0.76
R2	0.11	0.10	0.63

El modelo de Brunt (1932) se ajusta, conservando la distinción día/noche, al periodo completo de inundación 2006/2007 (Figura 6.12). Se han obtenido estimaciones mensuales del parámetro  $b_1$  utilizando datos de campo diezminutales en la estación D04 L. Cerrado Garrido en condiciones de cielo despejado ( $c \leq 0.05$  para datos diurnos y  $c \leq 0.1$  para los nocturnos) y funcionamiento correcto de todos los sensores de medida de flujos de radiación. La cantidad media de observaciones ( $\pm$ desviación típica) utilizadas para el ajuste de cada parámetro mensual es de  $579 \pm 367$ . El error cuadrático medio mensual de las estimaciones de  $R_{ai}$ , aplicando el ajuste a todas las condiciones de nubosidad por medio de la ecuación 5.8, es de  $22 \pm 10 \text{ W m}^{-2}$ .

En la Figura 6.12 se compara además una estimación del parámetro mensual  $b_1$  sin distinción de horario diurno y nocturno obtenido con datos diezminutales y con medias diarias, con el objetivo de poder aplicarlo a datos medios diarios en ausencia de diezminutales. La primera de estas dos series es la media ponderada de los valores diurnos y nocturnos de  $b_1$  representados en la misma figura en función de la duración relativa media mensual del día y la noche. La segunda serie procede del ajuste del modelo de Brunt (1932) con datos medios diarios en condiciones de inundación y cielo despejado ( $c \leq 0.05$ ) entre septiembre de 2006 y agosto de 2009, ampliando el periodo de estudio para disponer de observaciones diarias suficientes ( $10 \leq n \leq 45$ ). Ambas series coinciden bastante bien a pesar de la diferente longitud de los periodos utilizados y de la posible distorsión de las variables implicadas por el promedio diario, lo cual lleva a reafirmar la condición día/noche como un factor relevante en la estimación de  $R_{ai}$ .

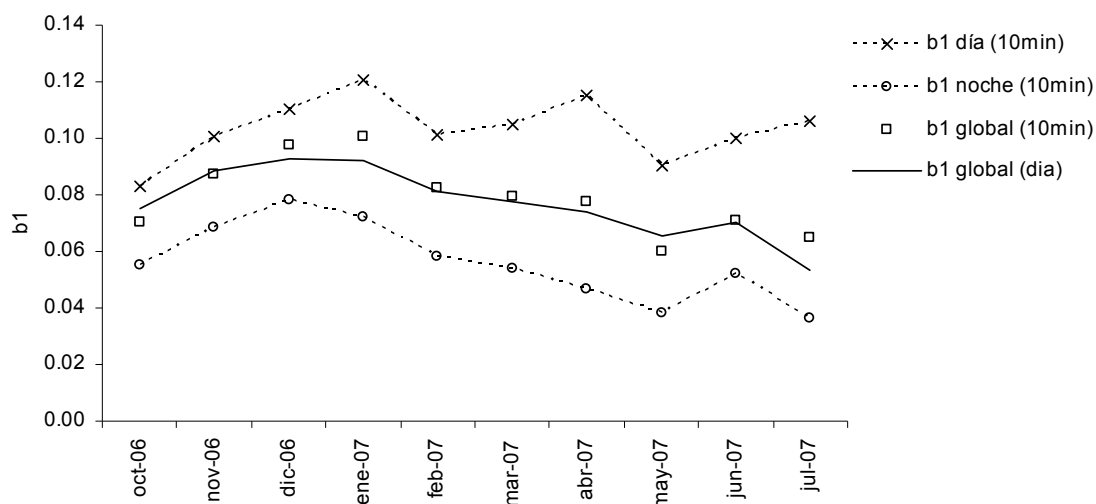


Figura 6.12. Evolución anual del parámetro b1 del modelo de Brunt (1932) ajustado.

En correspondencia con el primer ajuste realizado durante la semana de junio, los valores del parámetro b1 son mayores en invierno (a semejanza de las noches de junio) y menores en verano (a semejanza del día). Esto se debe a la diferente distribución vertical de vapor de agua en el aire en invierno (noches) y verano (día). El calentamiento diurno y veraniego del aire disminuye la humedad relativa y por tanto su emisividad, ya que el vapor de agua es la principal fuente de emisión térmica atmosférica. Sin embargo, y considerando la presencia de agua en la marisma, la medida de humedad en superficie no disminuye en la misma medida, resultando en unos gradientes de disminución del vapor de agua en altura superiores en verano (día) que en invierno (noche). Por ello, los coeficientes que relacionan la presión de vapor medida en superficie con la emisividad atmosférica son menores en verano o durante el día que en invierno o durante la noche. Al factor día/noche se suma el de la estacionalidad (no es lo mismo la condición diurna de junio que de noviembre) ya que, de otro modo, las series de coeficientes b1 diurnos y nocturnos serían constantes, y sólo variaría el ajuste global en función de la duración relativa de ambas condiciones a lo largo del año. En, lugar de esto, todas las series presentan estacionalidad.

Los coeficiente obtenidos son relativamente altos comparados con el del modelo original, y sin embargo la mencionada presencia de agua en superficie haría suponer que deberían ser inferiores. Seguramente esta incongruencia se explica por la localización litoral de la marisma que, de manera genérica, la convierte en un ambiente más húmedo que la media, y por tanto con una emisividad atmosférica relativamente alta.

### 6.3.5 Balance de radiación terrestre (onda larga)

La evolución estacional de los componentes del balance de radiación de onda larga entre septiembre de 2006 y agosto de 2009 se muestran en la Figura 6.13. Las series de radiación atmosférica incidente han sido completadas con estimaciones del modelo de Brunt ajustado anteriormente. Todos los flujos de onda larga describen una evolución anual con mínimas intensidades en invierno y máximas en verano, como consecuencia de la evolución media de las temperaturas del aire y del agua. La radiación emitida por la superficie es siempre ligeramente mayor que la emitida por la atmósfera, por lo que el balance de radiación de onda larga es siempre negativo y supone una pérdida de calor para el agua. Las mínimas intensidades medias de  $R_{oln}$  se producen en diciembre y enero, con pérdidas medias diarias de calor por parte de la superficie de unos  $20 \text{ W m}^{-2}$ . Las máximas intensidades de  $R_{oln}$  se producen en mayo y junio, con medias diarias en torno a los  $120 \text{ W m}^{-2}$ . De las variables hidrometeorológicas implicadas (temperaturas del aire y del agua, humedad relativa, presión de vapor del aire, nubosidad), hay dos que explican porcentajes significativos de la varianza de  $R_{oln}$ . Valores altos de nubosidad y de humedad relativa del aire, que aumentan la emisividad atmosférica, se relacionan con menores intensidades de  $R_{oln}$ . Los coeficientes de determinación lineal de estas relaciones son 0.56 y 0.52 en D04 L Cerrado Garrido, y 0.63 y 0.42 en D05 L. Vetallengua, respectivamente.

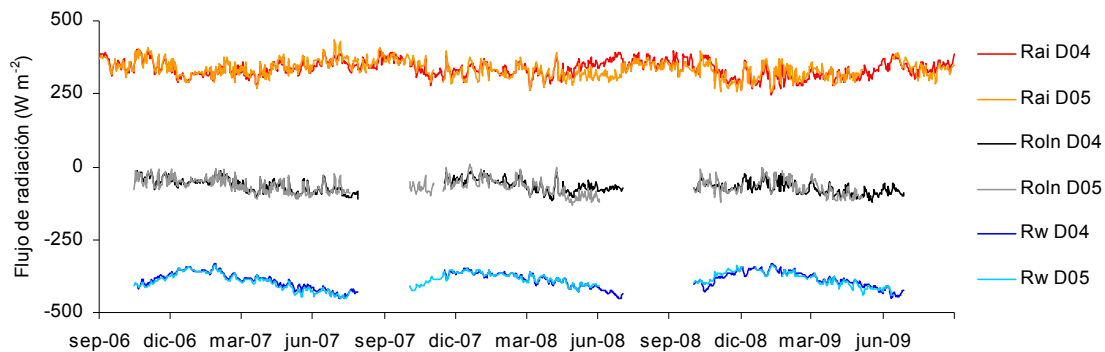


Figura 6.13. Flujos medios diarios de radiación de onda larga. Rai: Radiación atmosférica incidente; Rw: Radiación emitida por la superficie de agua; Roln: Radiación de onda larga neta.

La radiación atmosférica incidente presenta un ciclo diario análogo al de la humedad del aire con máximos valores nocturnos y mínimos diurnos (Figura 6.14). La radiación emitida por la superficie de agua, en concordancia con su temperatura, emite con máxima intensidad entre las 14 y las 16 h, con un cierto retraso con respecto al ciclo de radiación solar. Se encuentran pequeñas diferencias entre los flujos de radiación de onda larga de ambas estaciones de medida. Por un lado, la mayor humedad del aire en D05 L. Vetallengua debida a su proximidad al mar, explica los valores ligeramente superiores de radiación atmosférica incidente. Por otro lado, esta estación presenta mayores temperaturas superficiales del agua, y por tanto mayor emisión de radiación térmica durante el vaciado. El resultado en términos netos es muy similar en ambas estaciones a lo largo del año, salvo una mayor pérdida de calor por parte de la superficie en D05 L. Vetallengua en las tardes del periodo de vaciado.

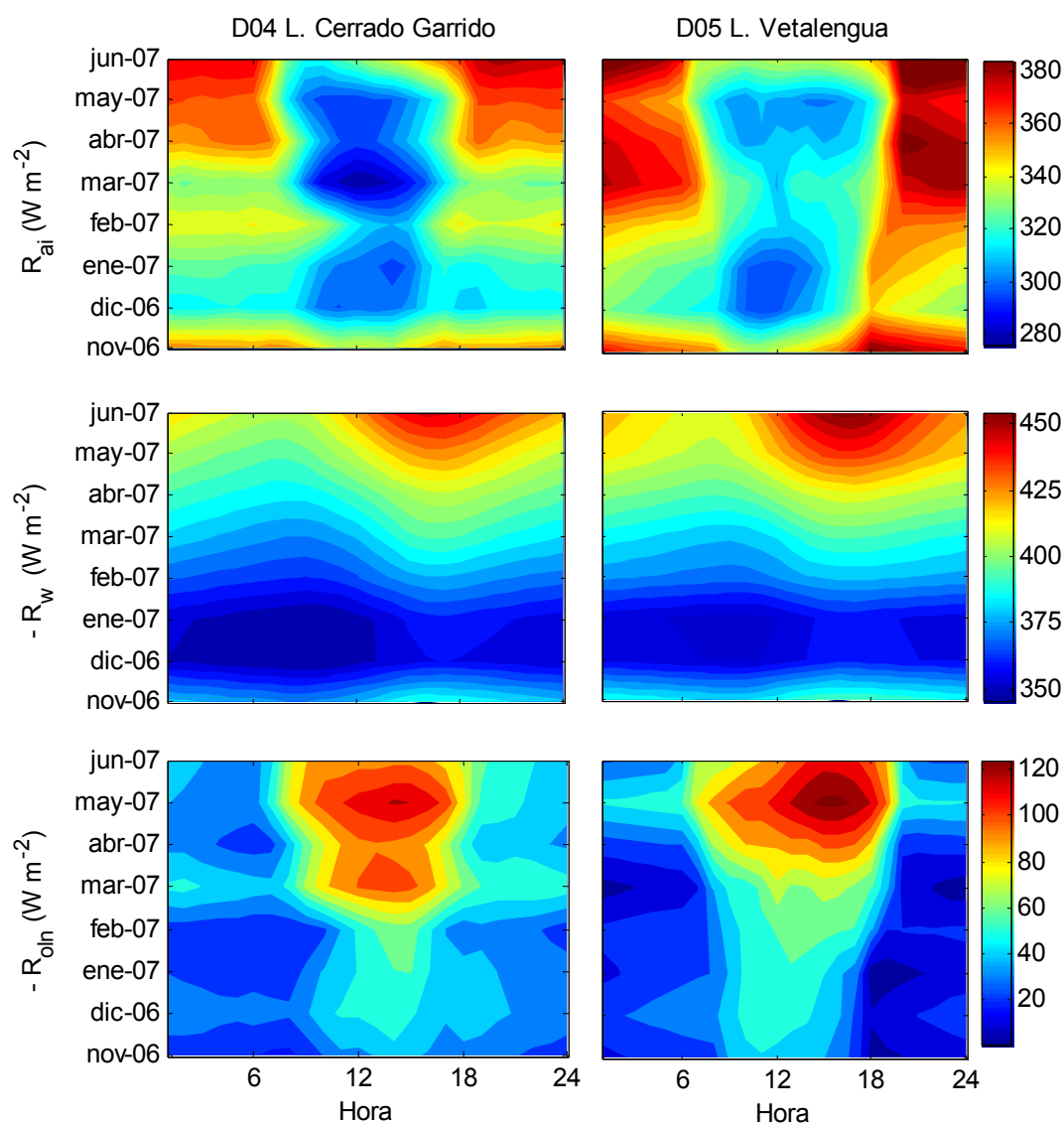


Figura 6.14. Flujos medios horarios y mensuales de radiación atmosférica incidente ( $R_{ai}$ ), radiación térmica emitida por la superficie de agua ( $R_w$ ) y radiación de onda larga neta ( $R_{oln}$ ).

### 6.3.6 Radiación PAR en la columna de agua

Las medidas de radiación PAR tomadas por los sensores inundables en la estación D04 L. Cerrado Garrido (Figura 6.1 y Figura 6.15) pueden ayudar a determinar el grado de turbidez dentro de la columna de agua, así como a esclarecer la ocurrencia del fenómeno de retrodispersión de radiación solar, que explicaría el exceso de albedo de onda corta observado en el apartado 6.3.2

de este capítulo. Sin embargo, existe cierta incertidumbre acerca de la fiabilidad de estas medidas, ya que los sensores se encuentran expuestos a la deposición de sedimento y algas suspendidos en el agua. Para delimitar un periodo de datos fiable, se ha realizado un balance de radiación dentro de la columna de agua con datos del año 2006/2007, y se han restringido posteriores análisis a su cumplimiento. Este balance se realiza contrastando las medidas de radiación PAR en sentido descendente con las obtenidas en sentido ascendente, con ayuda de medidas y estimaciones de radiación de onda corta tanto dentro como fuera de la columna de agua. La Figura 6.15 muestra un esquema de los flujos de radiación tenidos en cuenta y los sensores utilizados.

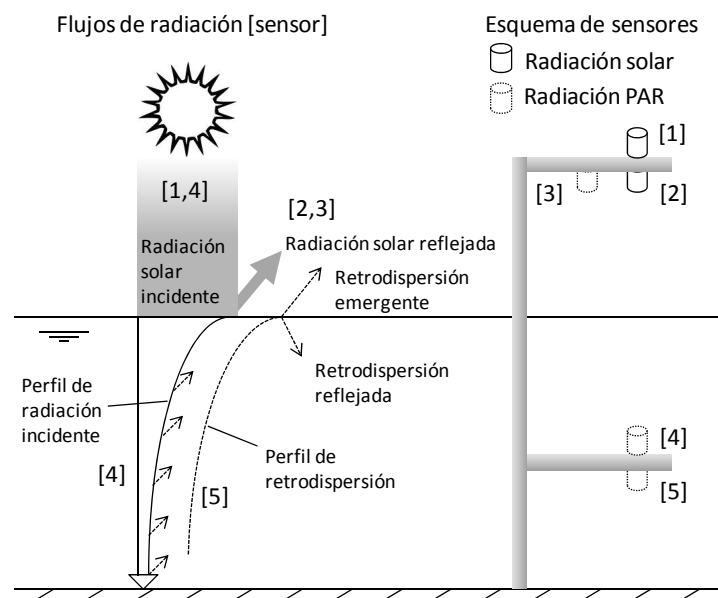


Figura 6.15. Esquema de flujos de radiación y sensores utilizados.

Por un lado, se obtiene la radiación PAR incidente sobre la superficie del agua transformando las medidas de radiación solar incidente (medidas del sensor 1 en la Figura 6.15) a PAR mediante la relación observada entre estas variables en un periodo seco, cuando el sensor inundable (sensor 4) se encuentra emergido. Esta relación se muestra en la Figura 6.16. Extrayendo al flujo anterior el de radiación PAR reflejada sobre el agua (sensor 3), se obtiene el flujo neto de radiación PAR sobre la superficie de agua. Conociendo la radiación PAR incidente medida dentro de la columna

de agua a 0.44 m del sedimento (sensor 4) y la altura de agua sobre este sensor, se obtiene una estimación del coeficiente de atenuación  $k$  por medio de la relación (6.7).

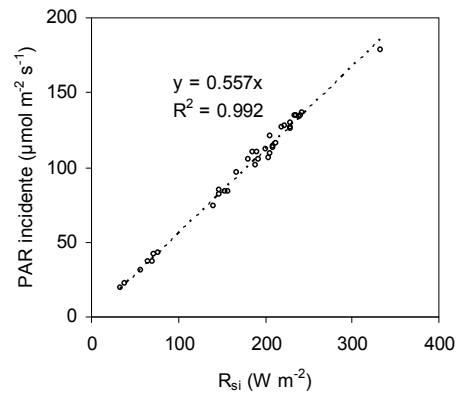


Figura 6.16. Relación PAR/ $R_{si}$  en periodo seco (valores medios diarios entre el 20 de septiembre y el 24 de octubre de 2006).

Por otro lado, se dispone de una estimación del flujo de radiación solar retrodispersada ( $R_{rw}$ ) procedente del exceso de radiación solar reflejada medido sobre las estimaciones del modelo teórico de reflexión en superficie de Campbell y Aarup (1989). Se considera que este flujo de radiación emerge de la columna de agua, sumándose a la reflexión para dar lugar al albedo total registrado por los sensores 2 y 3 en la Figura 6.15 y mostrado anteriormente en el apartado 6.3.2. La transformación de radiación solar retrodispersada a PAR no se considera constante, y se realiza por medio de la relación obtenida entre los sensores de medida de ambas magnitudes emergidos y orientados hacia la superficie (sensores 2 y 3 en la Figura 6.15). La relación PAR/Radiación solar reflejada sobre la superficie varía a lo largo del año debido a la evolución de la calidad del agua, reduciéndose en primavera seguramente por la proliferación de fitoplancton (Figura 6.17).

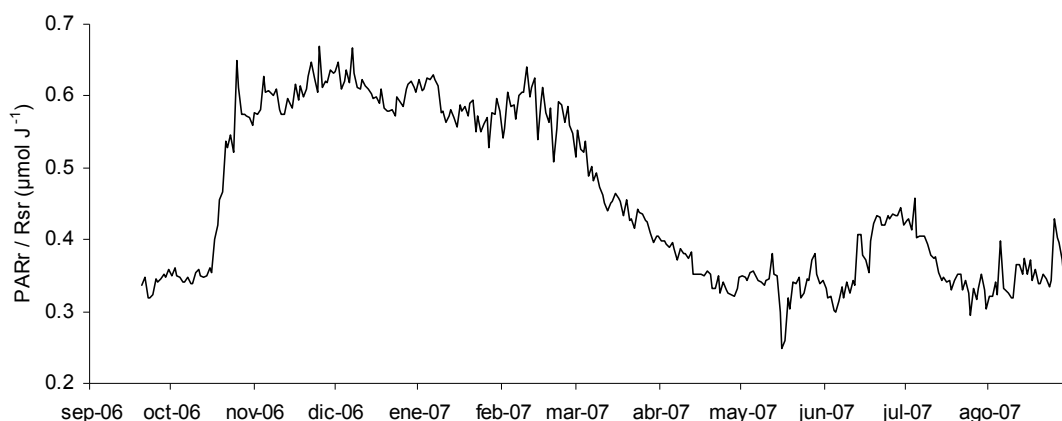


Figura 6.17. Relación PAR/Radiación solar reflejada sobre la superficie de la marisma, datos diarios del año hidrológico 2006/2007 ( $\mu\text{mol J}^{-1}$ ).

Con ayuda de la retrodispersión PAR, la altura de agua y el coeficiente de atenuación  $k$  obtenido anteriormente, que afecta por igual a los flujos de radiación en sentido descendente y ascendente, se puede estimar el perfil en profundidad de radiación PAR ascendente por la columna de agua (línea discontinua en la Figura 6.15). Cuando las estimaciones coincidan con las medidas de radiación PAR ascendente tomadas por el sensor 5 a 0.36 m del sedimento, se considera que el balance de radiación en la columna de agua es correcto y las medidas de campo de los sensores inundados fiables.

La correspondencia entre medidas y estimaciones de la radiación PAR ascendente por la columna de agua durante el periodo de inundación 2006/2007 se muestra en la Figura 6.18. Aproximadamente cuando se alcanza una altura de agua de 10 cm sobre los sensores inundados (15-16 de noviembre de 2006), el balance de radiación se corresponde correctamente con las medidas durante un corto periodo de tiempo de poco más de una semana. A partir de entonces, se produce una subestimación de la retrodispersión, que podría ser explicada por el ensuciamiento del sensor de radiación PAR incidente y la consecuente sobreestimación de  $k$ . A mediados del mes de marzo las medidas de retrodispersión PAR se anulan prácticamente, posiblemente por el ensuciamiento más tardío del sensor de medida orientado hacia el sedimento, coincidiendo con la época de proliferación de fitoplancton.



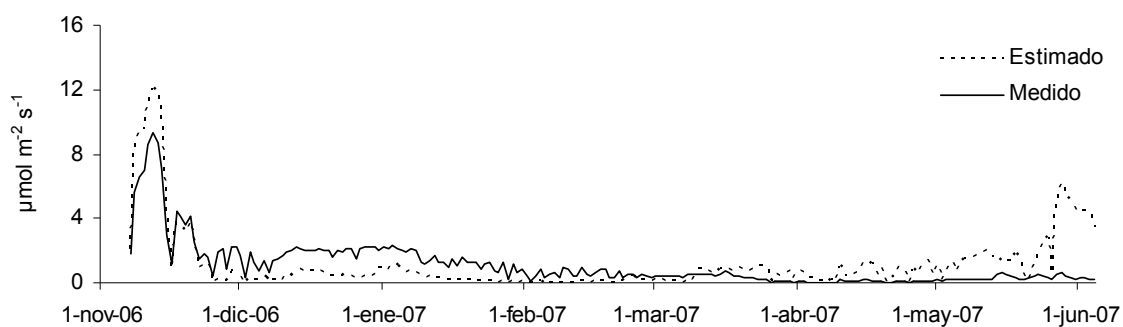


Figura 6.18. Medidas y estimaciones diarias de radiación PAR ascendente por la columna de agua a 0.36 m sobre el sedimento.

La Figura 6.19 muestra en detalle los días de buena correspondencia de medidas y estimaciones de radiación PAR retrodispersada dentro de la columna de agua, junto con la magnitud de  $k$  y de la intensidad del viento. Durante estos días, la profundidad de agua media fue de 62 cm.

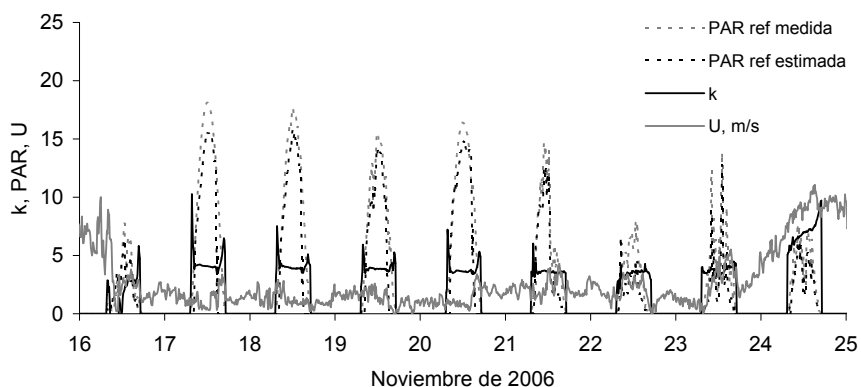


Figura 6.19. Medidas y estimaciones (10 min) de radiación PAR ascendente por la columna de agua a 0.36 m sobre el sedimento (sensor 5 en la Figura 6.15,  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ).

Los días despejados y con vientos en calma (17 a 20 de noviembre) el coeficiente de atenuación  $k$  disminuye tan sólo un 10% en total, lo cual indica una lenta recuperación de la claridad del agua, seguramente por deposición del material fino en suspensión. Los días 21 a 24 presentan un ascenso de la velocidad del viento y de la turbidez del agua. Las estimaciones de  $k$  a intervalos de

cálculo de 10 minutos durante estos días se contrastan con velocidades del viento medias correspondientes a diferentes periodos de promedio, encontrando una gran explicación de la varianza de  $k$  por parte de las velocidades medias del viento de periodos entre 5 y 10 h (Figura 6.20).

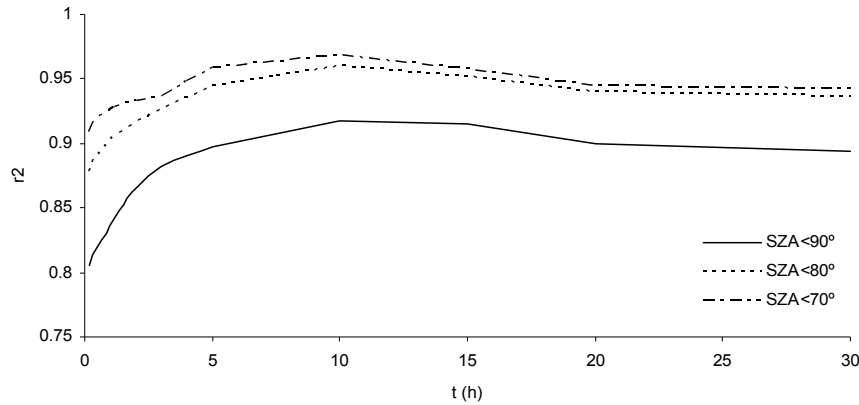


Figura 6.20. Correlación lineal entre el coeficiente de atenuación  $k$  y la velocidad media del viento en función del tiempo de promedio y del ángulo solar cenital máximo.  $R^2$ : coeficiente de determinación;  $t(h)$ : duración del periodo de promedio de la velocidad del viento.

La relación entre el coeficiente de atenuación  $k$  y la velocidad del viento es claramente de tipo lineal y mejora cuando se limita el ángulo solar cenital (SZA) tenido en cuenta (Figura 6.20), ya que valores altos de SZA coinciden con bajas intensidades de radiación solar incidente y alto albedo, lo cual puede llevar a la sobreestimación de la turbidez del agua. Esto es visible al amanecer y atardecer de los días despejados en la Figura 6.19. La relación observada surge a partir de un cierto umbral de magnitud de la intensidad del viento, que para el caso de un intervalo de promedio de 5 h se sitúa en torno a los  $3 \text{ m s}^{-1}$  (Figura 6.21). Junto con el descenso de  $k$  observado los días 17-20 de noviembre, la relación lineal obtenida permite estimar  $k$  como la siguiente función de la velocidad media del viento en 5h  $U(5h)$ , siendo  $r^2=0.98$  ( $\text{SZA} < 70^\circ$ ):

$$k_t = k_{t-1}(1 - 2.3 \times 10^{-4}) \quad \text{si } U(5h) < 3 \text{ m s}^{-1} \quad (5.13a)$$

$$k_t = 2 + 0.58 U(5h) \quad \text{si } U(5h) \geq 3 \text{ m s}^{-1} \quad (5.13b)$$

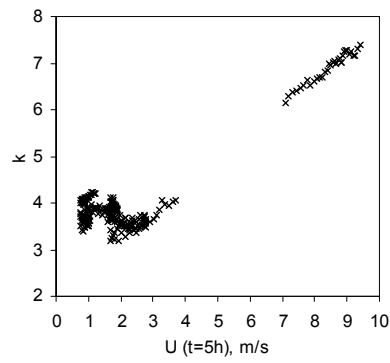


Figura 6.21. Coeficiente de atenuación  $k$  y velocidad media del viento de 5 h, para estimaciones del periodo 17-25 de noviembre de 2006 y ángulo solar cenital máximo de  $70^\circ$ .

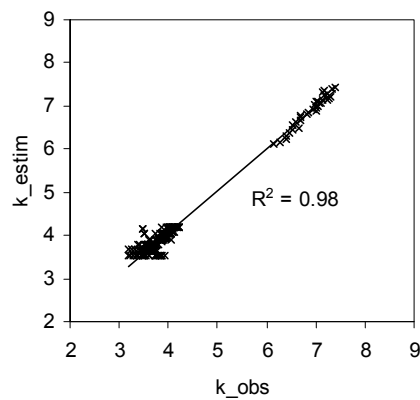
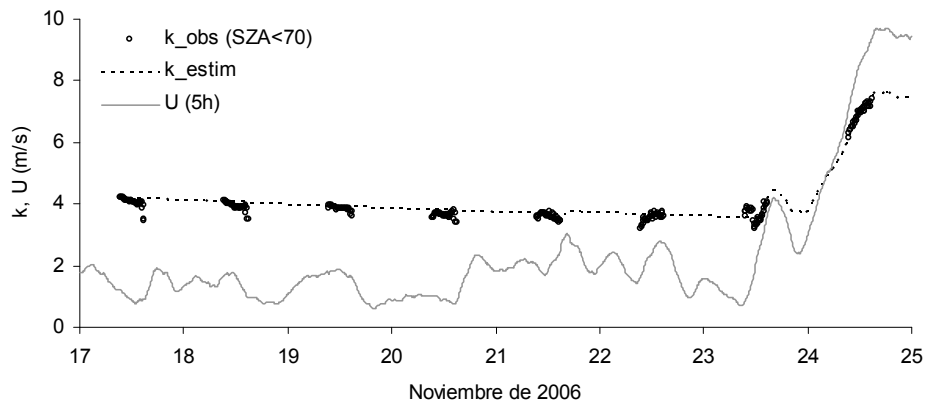


Figura 6.22. Estimación de  $k$  a partir de las expresiones (5.13a) y (5.13b). Superior: series temporales de  $k$  observado,  $k$  estimado y velocidad media del viento en las 5 h anteriores. Inferior: correspondencia de  $k$  estimado y  $k$  observado.

La relación que este fenómeno guarda con la retrodispersión se puede observar por comparación de la Figura 6.19 y la Figura 6.23. La nubosidad en presencia de velocidades del viento bajas (días 21-22) reduce el albedo principalmente por la disminución de la retrodispersión de la radiación solar por parte del agua. A medida que la intensidad del viento y  $k$  aumentan (días 23-24), la retrodispersión asciende y llega a alcanzar valores superiores a los de días despejados, a pesar de la persistencia de la nubosidad.

En cuanto al papel del sedimento en la radiación retrodispersada, la extrapolación del perfil de radiación en profundidad los días de cielo despejado (17-20) resulta en la incidencia en el sedimento del 10% de  $R_{si}$  (1% el día 24) y que en torno al 10% de la radiación retrodispersada por la columna de agua procede de la reflexión en el sedimento (0.01% el día 24).

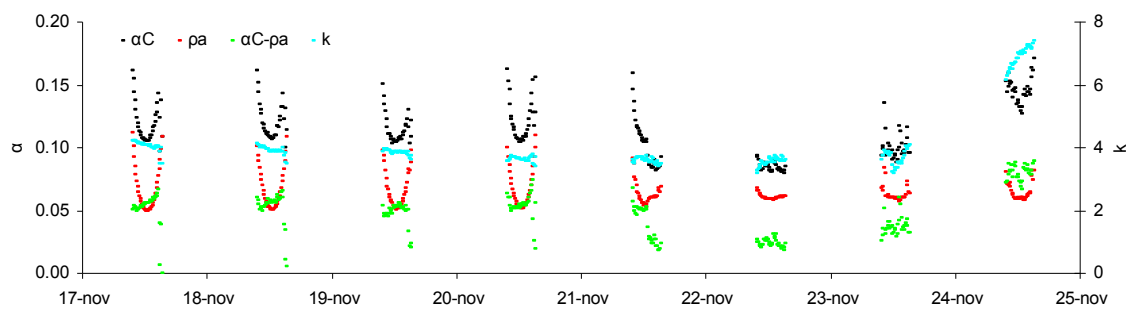


Figura 6.23. Coeficiente de atenuación ( $k$ ), albedo de radiación solar ( $\alpha C$ ), componente del albedo debido a la reflexión en la superficie de agua ( $pa$ ) y componente del albedo debido a retrodispersión ( $\alpha C - pa$ ).

### 6.3.7 Radiación neta

La Figura 6.24 muestra la evolución estacional de los componentes diarios de radiación sobre la marisma inundada, en términos de cantidad de calor incidente total por unidad de superficie. Debido a la mayor relevancia del balance parcial de onda corta con respecto al de onda larga, la radiación solar incidente es la principal fuente del balance neto global, que supone un 65% de ella en términos medios mensuales ( $R^2=0.95$ ). Los resultados en ambas estaciones son muy similares, si bien D04 L. Cerrado Garrido presenta valores de radiación neta ligeramente superiores casi todos los meses debido a las menores intensidades de la radiación solar reflejada y la radiación de

onda larga emitida por la superficie en este punto. La radiación neta es en promedio un 6% superior en D04 L. Cerrado Garrido, llegando a alcanzar un 19% de diferencia en el mes de mayo.

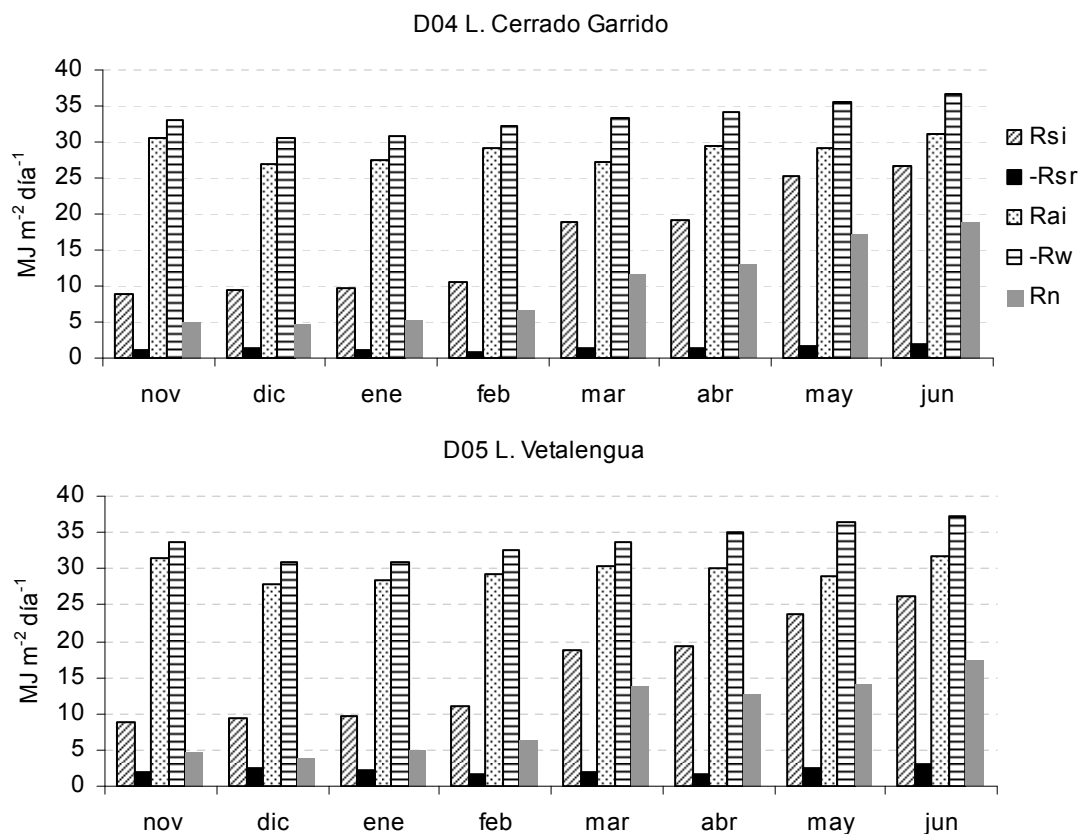


Figura 6.24. Componentes mensuales del balance de radiación durante el periodo de inundación 2006/2007.

La dependencia de la radiación neta media diaria con respecto a la radiación solar incidente durante los tres periodos de inundación consecutivos queda patente en la Figura 6.25. La inclusión de otras variables en un modelo de regresión lineal múltiple se explora mediante el método de mínimos cuadrados, con los resultados que muestra la Tabla 6.4. En ella, los modelos de regresión lineal L1, L2, L3 y L4 contemplan, respectivamente, 1, 2, 3 y 4 variables independientes, que se eliminan del modelo L4 al modelo L1 en función de la fortaleza de su significación estadística evaluada mediante una prueba t de Student. Los modelos de regresión lineal simple en función únicamente de  $R_{si}$  presentan un buen comportamiento, especialmente en

la estación D04 L. Cerrado Garrido. Sin distinción de otras variables hidrometeorológicas ni de la época del año, estas simples rectas de regresión explican el 83% y 96% de la varianza observada de la radiación neta diaria en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetaleña, respectivamente. La respuesta de la radiación neta diaria de diferente signo frente al calado y la velocidad del viento responde a los efectos de estas variables sobre el albedo y la retrodispersión interpretados anteriormente (Figura 6.7). El efecto merman de la nubosidad sobre el flujo de radiación solar incidente está intrínsecamente contemplado en las medidas de  $R_{si}$ . Los coeficientes correspondientes a la variable  $c$  son positivos porque la nubosidad supone un incremento de la radiación atmosférica incidente en superficie. Aunque la inclusión de variables independientes secundarias (además de  $R_{si}$ ) tiene un efecto limitado en la mejora del comportamiento de los modelos, destaca el distinto orden de significancia de las mismas en cada estación de medida. En D04 L. Cerrado Garrido, todas las variables añadidas han resultado estadísticamente significativas, siendo la nubosidad, el calado y la velocidad del viento la secuencia de mayor a menor importancia. En la estación D05 L. Vetaleña, la velocidad media diaria del viento es más importante que la nubosidad y el calado para mejorar los resultados del modelo, siendo la profundidad del agua una variable irrelevante. Sin embargo, el ajuste del modelo mejora notablemente en esta estación si se tienen en cuenta sólo los casos en los que la profundidad del agua es mayor que 30 cm (última columna de la Tabla 6.4). En este caso se reduce el error cuadrático medio un 33% y mejora la explicación de la varianza observada de un 83 a un 92%.

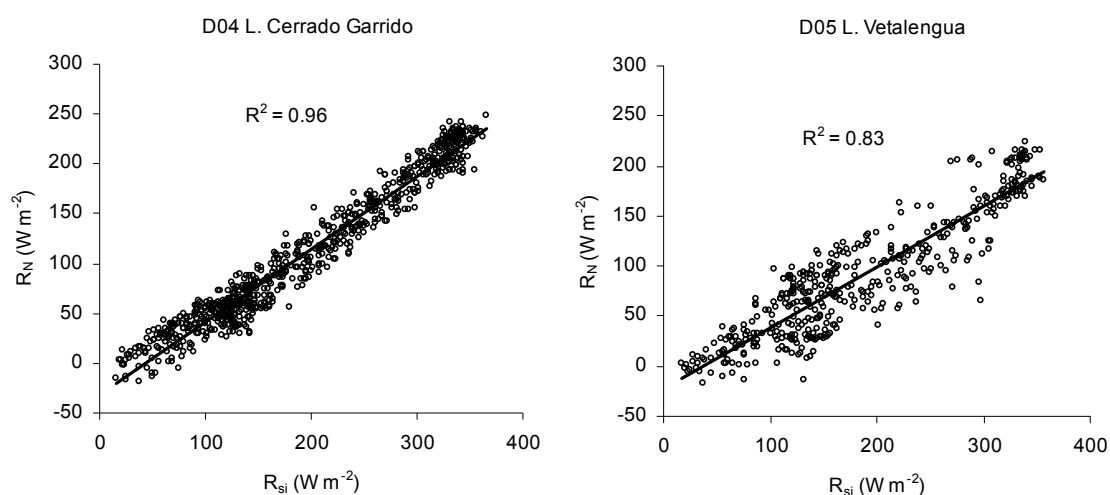


Figura 6.25. Relación lineal entre la radiación neta y la radiación solar incidente, valores medios diarios entre septiembre de 2006 y agosto de 2009.

Tabla 6.4. Modelos de regresión lineal múltiple de la radiación neta diaria sobre la marisma inundada.

Estación	D04 L. Cerrado Garrido ( $n=794$ , $\bar{o}=111.06 \text{ W m}^{-2}$ )				D05 L. Vetalegua ( $n=444$ , $\bar{o}=90.12 \text{ W m}^{-2}$ )				
Modelo	L4	L3	L2	L1	L4	L3	L2	L1	L1 ( $h>30$ )*
<b>Coefficientes</b>									
Constante	-58.41	-59.02	-55.63	-31.39		-26.85	-8.72	-21.67	-40.36
$R_{si} (\text{W m}^{-2})$	0.81	0.81	0.80	0.73		0.69	0.61	0.60	0.68
$c (-)$	50.09	47.75	47.58			45.03			
$h (\text{cm})$	0.07	0.06			n.s.				
$U (\text{m s}^{-1})$	-1.09					-6.44	-4.66		
<b>Estadísticos</b>									
$r$	0.99	0.99	0.99	0.98		0.92	0.92	0.91	0.96
$R^2$	0.97	0.97	0.97	0.96		0.85	0.84	0.83	0.92
ErrMed	-5.39E-14	-4.69E-14	-5.23E-14	-5.83E-14		-4.70E-14	-5.00E-14	-5.83E-14	1.69E-15
RMSE	12.15	12.20	12.28	14.45		23.15	23.98	25.01	16.69

$n$  = número de observaciones;  $\bar{o}$  = promedio de las observaciones; n.s. = no significativo a nivel de significancia del 5%;  $r$  = coeficiente de correlación;  $R^2$  = coeficiente de determinación; ErrMed = error medio; RMSE = raíz del error cuadrático medio.

\* $n=109$ ,  $\bar{o}=107.29 \text{ W m}^{-2}$ .

Por último, el reparto medio horario del flujo de radiación neta observada durante el periodo de inundación 2006/2007 se presenta en la Figura 6.26, con pérdidas netas nocturnas en torno a  $-50 \text{ W m}^{-2}$  y máximas ganancias diurnas de entre 250 y  $700 \text{ W m}^{-2}$ , crecientes de principio a fin del periodo de inundación.

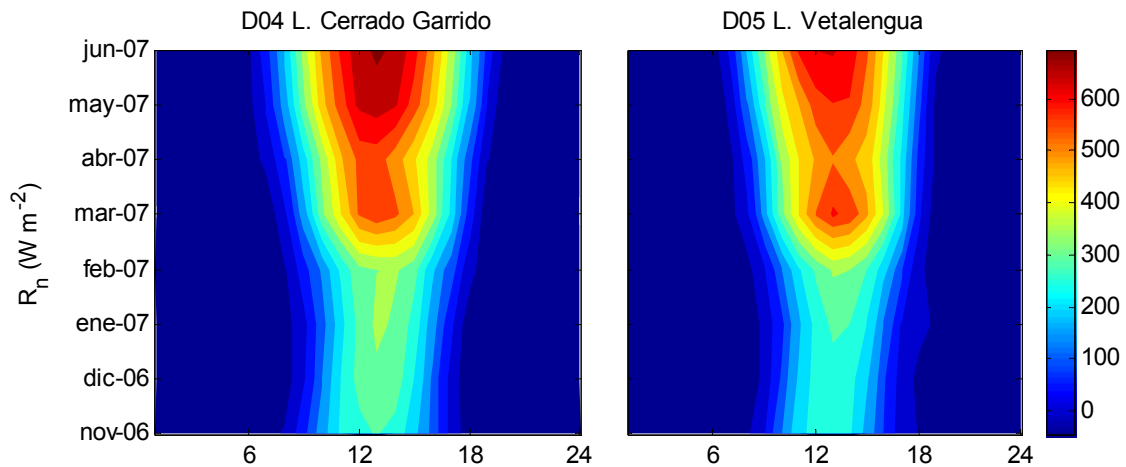


Figura 6.26. Radiación neta media horaria durante el año hidrológico 2006/2007.

## 6.4 Conclusiones

En este capítulo se han caracterizado los diferentes componentes del balance de radiación de onda corta y de onda larga sobre la marisma de Doñana con ayuda de las medidas de campo de alta resolución temporal de dos estaciones hidrometeorológicas durante los tres años hidrológicos 2006/2007, 2007/2008 y 2008/2009. Las principales conclusiones del análisis y modelización de los datos de campo se resumen a continuación.

El análisis de la radiación solar incidente ha permitido determinar el coeficiente de transmisividad atmosférica propio de días claros ( $K_0$ ) en un valor de 0.74, muy próximo al resultado de la expresión empírica de Monteith y Unsworth (1990). Con ayuda de este valor se ha cuantificado el efecto de la nubosidad según la expresión de Crawford y Duchon (1999), resultando en un valor medio ( $\pm$  desviación típica) de  $0.18 \pm 0.21$ . La magnitud y variabilidad de  $c$  son máximas en invierno y mínimas en verano.



Destaca en el balance parcial de radiación solar de onda corta la magnitud del albedo sobre la marisma inundada. Si bien el sedimento seco tiene un coeficiente de reflexión constante de 0.23 sin variación espacial apreciable, la marisma inundada presenta considerables diferencias estacionales y espaciales en la proporción de radiación solar reflejada. En promedio, el albedo medido durante los periodos de inundación es 1.75 y 3.16 veces la radiación solar reflejada calculada mediante un modelo teórico, respectivamente, en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetallengua, llegando a superar ocasionalmente esta última la reflectividad del sedimento seco. Las diferencias entre estaciones y con respecto a la reflexión teórica de radiación solar son mayores en las épocas de llenado y mínimas en primavera, en concordancia con una posible relación con estados de calidad de agua turbia y clara, respectivamente. Análisis preliminares con datos de viento y de profundidad de agua apoyan esta suposición, pero sería necesario contrastar estos resultados con medidas de calidad del agua.

Se han aplicado tres modelos de estimación de la radiación atmosférica incidente de onda larga, que en su formulación original no ofrecen un buen ajuste a los cálculos obtenidos a partir de datos de campo a intervalos de cálculo de 10 minutos. Sin embargo, el ajuste del modelo seleccionado de Brunt (1932) diferenciando parámetros diurnos y nocturnos ofrece buenos resultados, reduciendo el error medio en un 94%, la raíz del error cuadrático medio (RMSE) en un 45% e incrementando el coeficiente de determinación de 0.11 a 0.63. El ajuste se ha ampliado a un periodo de inundación completo encontrando una evolución estacional coherente en términos de interpretación física con los resultados diarios, con un RMSE global (incluyendo situaciones de nubosidad no tenidas en cuenta en el ajuste) de  $22 \text{ W m}^{-2}$ .

Se ha definido la evolución media diurna y mensual de los componentes del balance de radiación de onda larga. La estación D05 L. Vetallengua, con mayor humedad del aire y temperatura superficial del agua media, presenta incidencia y emisión de radiación de onda larga ligeramente superior a D04 L. Cerrado Garrido, pero en términos netos la diferencia es poco apreciable. De las variables hidrometeorológicas involucradas, la más relacionada con el balance neto diario de radiación de onda larga es la nubosidad ( $R^2 > 0.5$ ).

Las medidas de radiación PAR en la estación D04 L. Cerrado Garrido han permitido caracterizar los perfiles verticales de radiación incidente y retrodispersada en la columna de agua durante un corto periodo de tiempo del llenado de la marisma. El coeficiente de atenuación de la radiación PAR ( $k$ ) muestra una alta dependencia lineal con respecto a la velocidad media del viento de

periodos anteriores entre 5 y 10 h de duración. Se ha identificado la existencia de un umbral en la intensidad del viento para esta relación, siendo en el caso de promedios de 5 h de unos  $3 \text{ m s}^{-1}$ . Se ha observado además un incremento en el albedo de radiación solar en superficie en condiciones de nubosidad directamente proporcional al incremento de  $k$ , ocasionado por la mayor retrodispersión del sedimento resuspendido por el viento.

Englobando los componentes de onda corta y de onda larga, el balance neto medio diario de radiación se incrementa de 4 a  $19 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  de principio a fin del periodo de inundación. Su magnitud y evolución anual responden a la de la radiación solar incidente, sin embargo las diferencias espaciales observadas se deben al resto de flujos de radiación menores. Modelos de regresión lineal simple en función de la radiación solar incidente explican entre un 83 y un 96% de la varianza de la radiación neta diaria sobre la marisma inundada. El peor comportamiento del modelo en la estación D05 L. Vetalegua tiene su origen en los casos de menor calado, y se debe seguramente a una relación más compleja entre el albedo y la resuspensión de sedimento que la tenida en cuenta en los modelos de regresión lineal múltiples.

## 6.5 Referencias

BRUNT, D., 1932. Notes on radiation in the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 58, pp. 389-420.

BRUTSAERT, W., 1975. DERIVABLE FORMULA FOR LONG-WAVE RADIATION FROM CLEAR SKIES. *Water Resources Research*, 11(5), pp. 742-744.

CAMPBELL, J.W. y AARUP, T., 1989. Photosynthetically Available Radiation at High-Latitudes. *Limnology and Oceanography*, 34(8), pp. 1490-1499.

CHOI, M., 2008. Assessment of clear and cloudy sky parameterizations for daily downwelling longwave radiation over different land surfaces in Florida, USA. *Geophysical Research Letters*, 35(20),.

CRAWFORD, T.M. y DUCHON, C.E., 1999. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. *Journal of Applied Meteorology*, 38(4), pp. 474-480.

DI TORO, D. (1978). Optics of turbid estuarine waters: Approximations and applications. *Water Research*. 12, 1059-1068.

DUARTE, H.F., DIAS, N.L. y MAGGIOTTO, S.R., 2006. Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. *Agricultural and Forest Meteorology*, 139(3-4), pp. 171-181.

HENDERSON-SELLERS, B., 1986. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: a review. *Reviews of Geophysics*, 24(3), pp. 625-649.

JERLOV, N.G., 1976. Chapter 5 Reflection at the Sea Surface. In: N.G. JERLOV, ed, *Elsevier Oceanography Series*. Elsevier, pp. 73-80.

MONTEITH, J.L. y UNSWORTH, M.H., 1990. *Principles of environmental physics*. 2 edn. London etc.: Edward Arnold.

PAULSON, C.A. and PEGAU, W.S., 2009. Penetrating Shortwave Radiation. In: J.H. STEELE, S.A. THORPE and K.L. TUREKIAN, eds, *Elements of physical oceanography : a derivative of the encyclopedia of ocean sciences*. London; Burlington; San Diego: Academic Press, pp. 192-198.

PEREZ-GARCIA, M. (2005). Simplified modelling of the nocturnal clear sky atmospheric radiation for environmental applications. *Ecological Modelling*. 180, 395.

PRATA, A.J., 1996. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(533), pp. 1127-1151.

STAIGER, H., 2010. Evaluation of atmospheric thermal radiation algorithms for daylight hours. *Theoretical and applied climatology*, 102(1-2), pp. 227-241.



## **CAPÍTULO 7**

---

### **COMPORTAMIENTO TÉRMICO SUPERFICIAL DE LA MARISMA DE DOÑANA: AGUA Y SEDIMENTO**



## 7.1 Introducción

Los humedales son ecosistemas sensibles que responden rápidamente a cambios en los parámetros ambientales (Brinson *et al.*, 1981). La temperatura del agua afecta a los procesos metabólicos y biogeoquímicos que suceden en los ecosistemas acuáticos (Carpenter *et al.*, 1992). Por ejemplo, los aumentos de temperatura incrementan la tasa de los procesos microbianos, la evaporación de la lámina de agua y la transpiración de las plantas emergentes (Sanchez-Carrillo *et al.*, 2001). El régimen de temperatura del suelo tiene también por sí mismo una considerable importancia en la regulación de procesos físicos, químicos y biológicos del sedimento, muchos de los cuales alcanzan su máximo nivel en determinados rangos de temperatura. El crecimiento bacteriano, la descomposición de materia orgánica o la germinación de semillas y desarrollo vegetal son algunos ejemplos (Jury y Horton, 2004).

La acumulación de calor en la superficie de un humedal (agua y suelo) es un elemento importante a tener en cuenta para mejorar el cierre del balance térmico en superficie (Foken, 2008), y especialmente para aplicar con éxito métodos de análisis de la evapotranspiración basados en la conservación de energía (Drexler *et al.*, 2004). A escala horaria, este término se ha identificado como reservorio de la energía disponible durante el día y una fuente de energía durante la noche (Burba *et al.*, 1999a). Su papel relativo en el balance térmico, sin embargo, se reduce a medida que la escala temporal de estudio aumenta. Debido a la alternancia de flujos de liberación y acumulación de calor, escalas temporales largas resultan en menor contribución de este término en el balance térmico global (Burba *et al.*, 1999a; Shoemaker *et al.*, 2005).

Muchos estudios del balance térmico de masas de agua continentales se centran en lagos de zonas templadas, cuyo balance se define en primer lugar por los flujos de energía en superficie y, en menor medida, por intercambios en el límite agua-sedimento y la energía asociada a entradas o salidas de agua en el sistema (Henderson-Sellers, 1986). Ello ha conducido generalmente a excluir el intercambio de calor con el lecho ante el efecto atenuante de una columna de agua profunda que impide a los flujos atmosféricos dominantes alcanzar la base del sistema (e.g., Gianniou y Antonopoulos, 2007).

Existen pocos estudios que evalúen la evolución del intercambio de calor entre agua y sedimento de ambientes lénticos poco profundos a escala temporal corta. Stannard y Rosenberry (1991) estimaron menos del 5% de contribución de los sedimentos al calor acumulado en un lago somero

en intervalos de 4 a 17 horas, misma conclusión a la que llegaron Burba *et al.* (1999b) en una marisma con intervalos de cálculo de 30 minutos, ambos estudios situados en Nebraska (EE.UU.). Smith (2002) modelizó el flujo agua-sedimento en una laguna costera de Florida a intervalos de tiempo de 1 minuto durante 5 meses, encontrando alternancia de valores positivos y negativos durante el día de hasta  $26 \text{ W m}^{-2}$ , pero también una cesión neta de calor hacia el agua en meses invernales y acumulación de calor en el sedimento durante el calentamiento primaveral. Sus resultados muestran un activo intercambio de calor desde la escala horaria a pocos días en las primeras decenas de centímetros, aunque a escala estacional el flujo térmico agua-sedimento resultó ser uno o dos órdenes de magnitud inferior que los intercambios agua-atmósfera. En la Península Ibérica, Rodríguez y Moreno-Ostos (2006) analizaron a escala bihoraria el balance térmico de una laguna costera de Almería, donde nuevamente los sedimentos representan una pequeña fracción del balance térmico estacional, anual y diario medio. En ríos se ha observado con más frecuencia un activo intercambio de calor entre agua y lecho, especialmente en cursos altos y poco profundos (Sinokrot y Stefan, 1993; Hondzo y Stefan, 1994; Evans *et al.*, 1998; Hannah *et al.*, 2004). En determinadas circunstancias, como las horas nocturnas, se ha observado que este intercambio térmico en el plano agua-sedimento puede superar los flujos agua-atmósfera (Comer y Grenney, 1977). Sin embargo, la velocidad del agua y la irregularidad del terreno en ríos pueden favorecer procesos diferentes a los de un sistema estático como el intercambio de calor por convección, con lo que las analogías deben hacerse con cautela.

## 7.2 Objetivos

El objetivo de este capítulo es caracterizar el régimen térmico de la superficie marismeña en condiciones de inundación, comprendiendo las fases de agua y sedimento. Esto contempla tanto el análisis del régimen de temperaturas de cada uno como la absorción y liberación de flujos de calor por su parte, prestando especial atención a la significancia del intercambio de calor entre agua y sedimento. Objetivos secundarios son estudiar la variabilidad espacial del comportamiento térmico de la marisma, si existe, y evaluar la sensibilidad de los resultados frente a las propiedades del suelo estimadas por medios indirectos.



## 7.3 Metodología

### 7.3.1 Selección de los periodos de análisis

Las series más largas de datos de las estaciones hidrometeorológicas utilizadas se remontan al año hidrológico 2004/2005. Sin embargo, los dos primeros años hidrológicos se han desestimado en este capítulo por la escasez de datos referentes a las condiciones térmicas en periodos de inundación: el año 2004/2005 resultó muy seco y sin inundación en la mayoría de las estaciones de medida, y el 2005/2006 se registraron numerosas incidencias en la instrumentación entre enero y abril, que comprenden gran parte del periodo de interés. Así pues, se seleccionan los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008 para el análisis de las condiciones térmicas de la marisma inundada por la calidad de las series de datos y las condiciones favorables de inundación.

La Tabla 7.1 muestra los datos básicos de los periodos que se estudian y las estaciones utilizadas. La información sobre inundación en esta tabla procede de los registros de los sensores de nivel, por lo que profundidades de agua inferiores a 10 cm (4.5 en caso de D05 Vetallengua) no se consideran. Las fechas de “Inicio” y “Fin” se refieren al primer y último día que se registra inundación durante el año, pero ésta puede producirse en varios episodios, como ocurrió el 2007/2008 (Figura 7.2). La duración refleja el número total de días con inundación entre las fechas de inicio y fin.

Tabla 7.1. Características de los periodos de inundación estudiados. Estaciones: D01 L. Travieso; D02 L. Ánsares; D04 L. Cerrado Garrido; D05 L. Vetallengua. Sensores: N=nivel; Ta=Temperatura del agua; Ts=Temperatura del suelo; M=Meteorología.

Estación (sensores)	2006/2007				2007/2008			
	Inicio	Fin	Duración (días)	Máx. calado (cm)	Inicio	Fin	Duración (días)	Máx. calado (cm)
D01 (N, Ta)	22 oct	18 jul	270	90	3 oct	9 may	137	37
D02 (N, Ta)	15 oct	19 jul	278	95	3 oct	11 may	103	19
D04 (N, Ta, Ts, M)	19 oct	30 jul	285	95	11 sep	2 jul	228	74
D05 (N, Ta, Ts, M)	15 oct	18 jul	278	89	3 oct	3 jun	245	31

Para evaluar el balance térmico del sedimento se seleccionan los periodos en que las dos estaciones que toman medidas de temperatura del suelo (D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetallengua) registran inundación simultáneamente:

- Primer periodo: 19 de octubre de 2006 a 18 de julio de 2007.
- Segundo periodo: 20 de noviembre de 2007 a 3 de junio de 2008.

El primer día del año hidrológico 2007/2008 que se observa inundación en la estación D04 L. Cerrado Garrido es el 3 de octubre (Tabla 7.1), pero el nivel de agua desciende en pocos días y el sensor permanece nuevamente seco hasta el 20 de noviembre (Figura 7.2), que es la fecha escogida de inicio del segundo periodo de estudio.

### 7.3.2 Variación de calor acumulado en el agua

La columna de agua en la marisma de Doñana inundada es poco profunda, por lo que se podría esperar una alta homogeneidad térmica vertical. Sin embargo, las medidas de temperatura del agua tomadas a diferentes alturas sobre el sedimento (cada 0.2 o 0.5 m según la estación de medida) muestran cierta estratificación durante las horas centrales del día en épocas de intensa radiación solar incidente. Para tenerlo en cuenta, la temperatura del agua  $T_w$  se calcula como el promedio de los sensores de temperatura inundados en cada momento, realizando por tanto una interpolación lineal del perfil vertical de temperatura del agua a partir de las medidas a distinta profundidad.

Considerando ausencia de flujo debido al lento movimiento de agua en la marisma, despreciando por tanto la advección de calor, la potencia calórica absorbida por unidad de superficie de la columna de agua ( $S$ ) se obtiene mediante la expresión

$$S = \frac{\Delta T_w \rho_w C_w}{\Delta t} h \quad (7.1)$$

donde  $h$  representa el calado (m),  $\Delta T_w$  es el incremento de temperatura del agua ocurrido en el intervalo de tiempo  $\Delta t$  (600 s),  $\rho_w$  es la densidad del agua ( $1000 \text{ kg m}^{-3}$ ) y  $C_w$  el calor específico del agua ( $4187 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ).

Pequeños fenómenos de turbulencia o actividades animales pueden producir breves cambios de temperatura en el agua (Burba *et al.*, 1999a), e incluso un leve ruido en la señal puede afectar al

cálculo de  $S$ , ya que la diferencia de dos medidas consecutivas (y, por tanto, la suma de dos posibles errores o perturbaciones) se magnifica por los factores de la ecuación (7.1). Para minimizar estos efectos se realiza previamente un suavizado de las series de temperatura aplicando medias móviles centradas de orden 7 (períodos de 1 h 10 min).

### 7.3.3 Estimación de las propiedades térmicas del suelo

La capacidad térmica volumétrica del suelo se estima utilizando la ecuación de De Vries (Capítulo 3, ecuación 3.31), para lo que es necesario conocer su composición volumétrica. Ésta se calcula en función del contenido en materia orgánica (OM), que es la única propiedad encontrada en la literatura sobre la composición del sedimento inundado de la marisma de Doñana.

Reina *et al.* (2006) analizaron la composición química de sedimentos de la marisma de Doñana en presencia y ausencia de diferentes macrófitos emergentes. El estudio indica una concentración media del 6.7% de OM en superficie en presencia de macrófitos emergentes y un 4.9% en su ausencia. Las muestras analizadas a 20 cm de profundidad se igualan a los niveles en ausencia de vegetación.

Los datos de OM se pueden convertir a valores de carbono orgánico (OC) a través del factor de Van Bemmelen, el cual supone que ésta contiene un 58% de carbono (Schumacher, 2002):

$$OM = 1.724 OC \quad (7.2)$$

Por otro lado, Avnimelech *et al.* (2001) establecieron una relación empírica negativa entre la concentración de carbono orgánico y la densidad seca de sedimentos acuáticos de una gran variedad de ambientes. Ésta se justifica, no por la menor densidad de las partículas orgánicas, sino por la elevada hidratación que presenta la materia orgánica sumergida, expresando OC en mg/g:

$$Densidad\ seca\ (g\ cm^{-3}) = 1.776 - 0.363 \ln OC\ (R^2 = 0.70) \quad (7.3)$$

La densidad seca se define como la masa de sólidos secos ( $P_s$ ) por unidad de volumen de suelo ( $V_t$ ):

$$Densidad\ seca\ (g\ cm^{-3}) = \frac{P_s}{V_t} \quad (7.4)$$

La densidad seca se utiliza para obtener el contenido volumétrico de agua en el sedimento. La diferencia entre la densidad seca del sedimento y la densidad de las partículas sólidas que lo componen se debe a su porosidad (volumen no ocupado por fracción sólida del suelo), que en caso de un suelo inundado equivale al contenido volumétrico de agua ( $X_w$ ), ya que se desprecia el volumen ocupado por el aire.

$$X_w = 1 - \frac{\text{Densidad seca}}{\text{Densidad de partículas}} \quad (7.5)$$

siendo la densidad de partículas sólidas una ponderación entre las densidades medias de partículas orgánicas e inorgánicas, con valores de 1.3 y 2.65 g/cm<sup>3</sup> respectivamente (Jury y Horton, 2004):

$$\text{Densidad de partículas} = 1.25(\%OM) + 2.65(1 - \%OM) \quad (7.6)$$

Las fracciones volumétricas totales de materia orgánica ( $X_{om}$ ) e inorgánica ( $X_{mi}$ ) para el sedimento hidratado se obtienen mediante las siguientes relaciones:

$$X_{om} = \%OM (1 - X_w) \quad (7.7)$$

$$X_{mi} = (1 - \%OM) (1 - X_w) \quad (7.8)$$

$X_w$ ,  $X_{om}$  y  $X_{mi}$  se introducen finalmente en la ecuación de De Vries (3.31). para obtener la capacidad calorífica del sedimento.

Un segundo método por el que se estudian las propiedades térmicas del suelo es utilizando la solución de la ecuación de transmisión de calor unidimensional en sólidos semiinfinitos (Capítulo 3, ecuación 3.34) para variaciones periódicas de la temperatura en superficie. La temperatura a cualquier profundidad en el sedimento se define como

$$T(z, t) = T_m + A_0 \exp\left(\frac{z}{d}\right) \sin\left(\omega t + \phi + \frac{z}{d}\right) \quad (7.9)$$

donde 
$$d = \sqrt{\frac{2D_T}{\omega}} = \sqrt{\frac{D_T P}{\pi}} \quad (7.10)$$

es el parámetro denominado *profundidad de atenuación*, en la que la amplitud de la onda térmica disminuye por el factor  $e$  (2.718), siendo aproximadamente un 37% de la superficial. El periodo y la frecuencia de la oscilación son  $P$  y  $\omega$ , respectivamente. Según esta solución, la amplitud de la

variación de temperatura a cualquier profundidad es igual a  $A^* = A_0 \exp(z/d)$ , y su fase se retarda con respecto a la temperatura superficial en un intervalo de tiempo  $\Delta t = z/\omega d$ . Todas las profundidades tienen la misma media ( $T_m$ ) y periodo de oscilación ( $P$ ).

Los parámetros  $d$  y  $D_T$  se obtienen por el método gráfico expuesto por Jury y Horton (2004), a partir de la relación entre las amplitudes térmicas anuales ajustadas a todas las profundidades en las que se dispone de sensores de medida. Como la función seno de la ecuación (7.9) tiene máximo y mínimo de 1 y -1 respectivamente:

$$T_{max} = A^* = T_m + A_0 \exp\left(\frac{z}{d}\right) \quad (7.11)$$

$$T_{min} = -A^* = T_m - A_0 \exp\left(\frac{z}{d}\right) \quad (7.12)$$

$$T_{max} - T_{min} = \Delta T = 2A_0 \exp\left(\frac{z}{d}\right) \quad (7.13)$$

$$\ln(\Delta T) = \ln(2A^*) = \ln(2A_0) + \frac{z}{d} \quad (7.14)$$

Atendiendo a la ecuación (7.14), si se representa  $\ln(2A^*)$  frente a  $z$ , el inverso de la pendiente obtenida corresponde a  $d$ . Posteriormente, la difusividad térmica  $D_T$  se obtiene a partir de la ecuación (7.10).

#### 7.3.4 Balance térmico del sedimento

Se obtiene el flujo de calor intercambiado entre agua y sedimento ( $G$ , positivo hacia el sedimento) a partir del balance térmico del estrato superficial de suelo por el método calorimétrico. Los cambios en el contenido de calor que sufre el suelo hasta 1 m de profundidad, bajo el cual se desestima el flujo térmico, se identifican como efecto del intercambio en la interfase agua-sedimento. Para disminuir la influencia de posibles errores de medida de los sensores de temperatura, se realiza también un suavizado por medias móviles centradas de orden 7 en las series de temperatura del suelo, manteniendo el intervalo temporal de cálculo en 10 minutos. El cálculo del flujo superficial  $G$  con medidas discretas en el espacio  $i$  y el tiempo  $j$  toma la siguiente forma:

$$G_j = (H_j - H_{j-1})/\Delta t \quad (7.15)$$

$$H_j = \sum_{i=1}^3 C_i T_i \Delta z_i \quad (7.16)$$

siendo  $T_i$  la temperatura de la capa  $i$ , calculada como el promedio de las registradas en sus extremos, y  $\Delta t = 600$  s. Se consideran tres capas de suelo, delimitadas por los 4 sensores de temperatura instalados a 0, 0.25, 0.75 y 1 m de profundidad.

### 7.3.5 Síntesis de la metodología utilizada

Según lo expuesto anteriormente, el estudio del comportamiento térmico de la superficie de la marisma de Doñana se realiza por el procedimiento que muestra la siguiente figura.

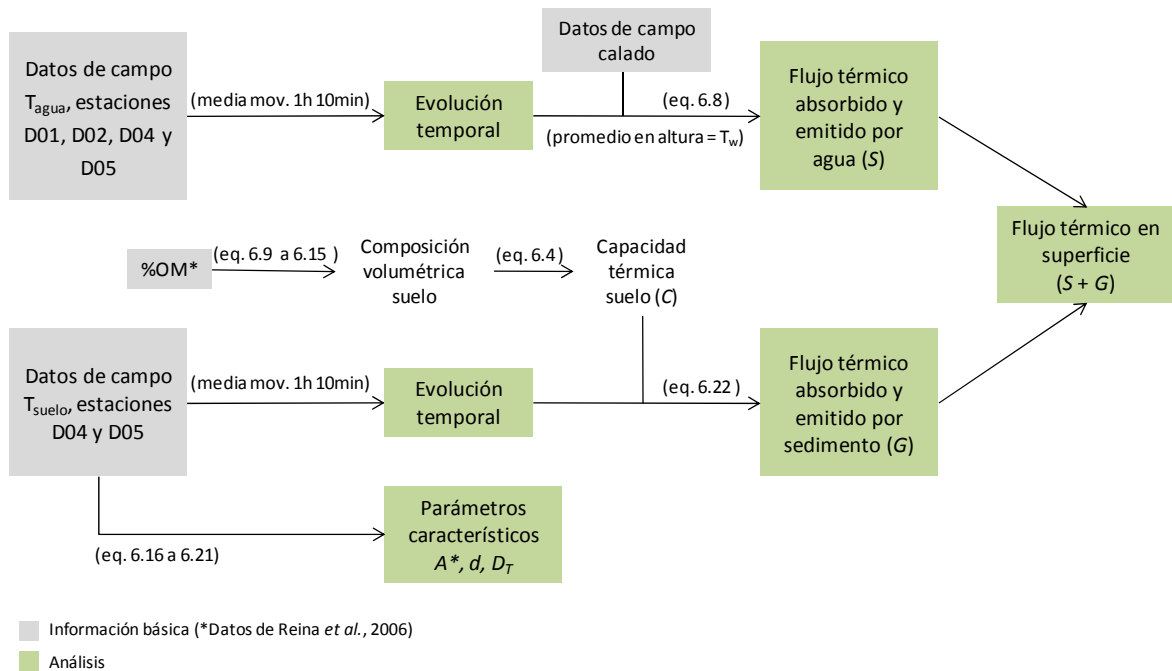


Figura 7.1. Esquema de la metodología utilizada. Estaciones de medida: D01 L. Travieso; D02 L. Ánsares; D04 L. Cerrado Garrido; D05 L. Vetalengua.

## 7.4 Resultados y discusión

La información de campo disponible en las series anuales de los sensores de temperatura del agua y del suelo utilizados supera en todos los casos el 70% de los periodos de inundación

seleccionados, siendo la media de disponibilidad de información un 97%. El sensor utilizado con menos información es el de temperatura del suelo a 1 m de profundidad en D04 L. Cerrado Garrido, por averiarse entre el 9 de noviembre de 2006 y el 24 de enero de 2007. Se utilizan todos los sensores de temperatura del agua disponibles tal como se han descrito en el Capítulo 4 de esta tesis, excepto el más cercano al suelo en la estación D04 L. Cerrado Garrido por evidencia de un ligero enterramiento por deposición de sedimentos. En cuanto a los sensores de nivel, la única incidencia de importancia es la falta de datos en la estación D02 L. Ánsares entre el 15 de noviembre y el 5 de diciembre de 2007 (Figura 7.2).

#### **7.4.1 Régimen de temperaturas del agua**

##### ***7.4.1.1 Comportamiento térmico anual***

La Figura 7.2 muestra los calados y las temperaturas medias diarias de la columna de agua durante los procesos de inundación estudiados. El primer año 2006/2007, de carácter húmedo, se produjo en todas las estaciones un ciclo completo de inundación: llenado provocado por las lluvias otoñales, mantenimiento de los niveles de agua hasta el mes de marzo y posterior disminución progresiva del calado por evapotranspiración. La entrada de agua en la estación D04 L. Cerrado Garrido en julio de 2007 se atribuye al vaciado de un lucio artificial próximo mediante compuertas. El siguiente año hidrológico fue más seco que la media histórica y las lluvias, escasas y tardías, provocaron un ciclo de inundación menos duradero y con presencia de bajos calados. Las diferentes áreas de la marisma no llegaron a estar conectadas y se observa una evolución de la inundación diferente en cada estación, destacando por su mayor magnitud la de D04 L. Cerrado Garrido, y por su intermitencia las de D01 L. Travieso y D02 L. Ánsares.

Las temperaturas medias diarias de la columna de agua, obtenidas como promedio de las medidas de los sensores inundados seleccionados con ayuda de los datos de nivel, varían entre los 5 y los 29 °C en todas las estaciones. Muestran una evolución anual propia de los procesos atmosféricos como la radiación solar y la temperatura del aire, con mínimos en diciembre-enero y máximos en julio. A la evolución estacional se suman alteraciones menores con duraciones del orden de los procesos meteorológicos. En conjunto, entre el 74 y el 83% de los incrementos diarios de temperatura son inferiores a  $\pm 1$  °C  $\text{dia}^{-1}$ , aunque se registran máximos incrementos de  $\pm 4$  a  $\pm 6$  °C  $\text{dia}^{-1}$ .

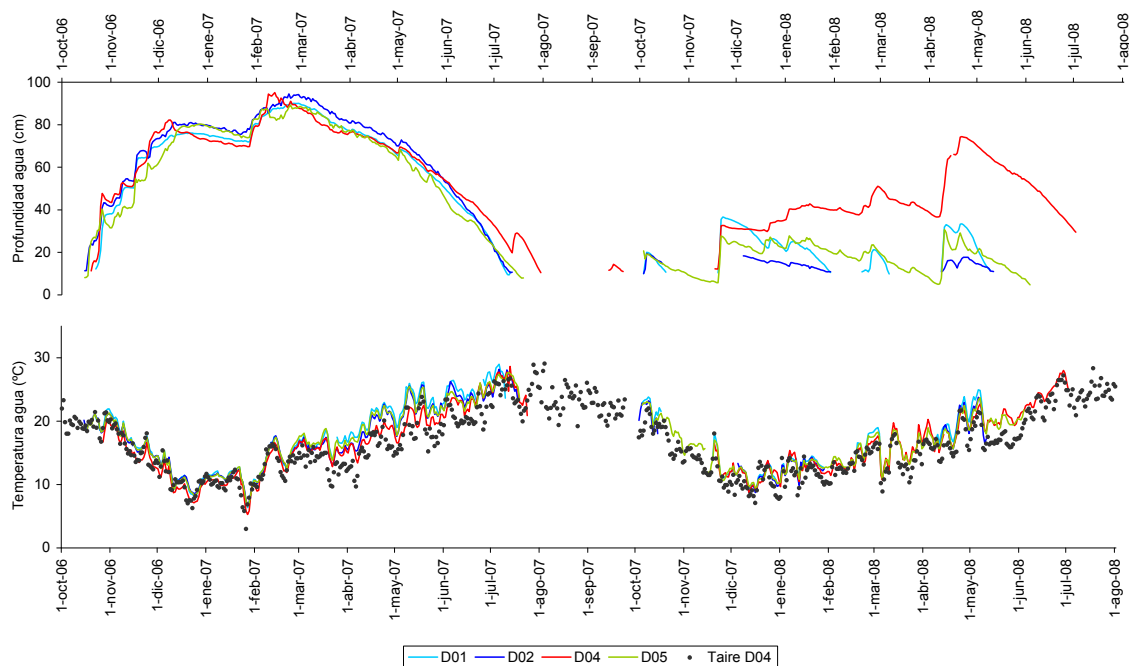


Figura 7.2. Medias diarias de temperatura de la columna de agua, del aire y calado durante los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008.

Existe una estrecha relación de la temperatura del agua y la del aire, de manera que alrededor del 90% de la varianza de la temperatura media diaria del agua queda explicada por un análisis de regresión lineal en función de la temperatura media diaria del aire (Tabla 7.2). Las estaciones que carecen de medidas meteorológicas (D01 L. Travieso, D02 L. Ánsares) se asocian a la temperatura del aire medida más próxima (D05 L. Vetallengua), razón por la cual los valores de las pendientes se alejan más de la unidad.

Las rectas de regresión estimadas resultan en una temperatura media del agua ligeramente superior a la del aire durante ambos periodos de inundación en todas las estaciones y una respuesta media de los incrementos diarios de temperatura del agua entre el 75 y el 109% de las variaciones diarias de temperatura del aire.



Tabla 7.2. Resultados de la regresión lineal entre las temperaturas medias diarias de la columna de agua ( $T_w$ ) y las del aire ( $T_a$ ) durante dos periodos de inundación, según la relación:  $T_w = a + bT_a$ ;  $R^2$  = Coeficiente de determinación.

<i>Estación</i>	<i>2006/2007</i>			<i>2007/2008</i>		
	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>R<sup>2</sup></i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>R<sup>2</sup></i>
D01 L. Travieso	2.01	0.75	0.89	0.99	0.81	0.90
D02 L. Ánsares	1.09	0.84	0.92	0.60	0.86	0.92
D04 L. Cerrado Garrido	0.46	1.03	0.89	1.72	0.99	0.91
D05 L. Vetalengua	0.60	1.09	0.91	1.05	1.05	0.89

La amplitud térmica diaria del agua, definida como la diferencia entre los valores máximo y mínimo registrados cada 10 minutos, no sigue un comportamiento estacional tan claro como el del promedio (Figura 7.3). Este rango térmico varía entre los 0.4 y 16 °C día<sup>-1</sup> y se encuentra relacionado inversamente con la magnitud del calado. Durante un ciclo típico de inundación como el 2006/2007, el rango de variación es mínimo en los meses invernales, cuando la temperatura del agua raramente oscila más de 3 °C durante el día debido a una considerable profundidad de agua y baja intensidad de la radiación solar. La amplitud térmica del agua aumenta generalizadamente a partir de primavera, pero también en momentos puntuales de disminución de niveles en otras épocas. Por ejemplo, a finales de enero de 2008, la amplitud térmica del agua en D01 y D02 con menos de 20 cm de calado llega a doblar y cuadruplicar, respectivamente, las obtenidas el año anterior en la misma fecha, con profundidades de agua en torno a 75 cm.

Comparando los distintos puntos de medida se deduce que, en estaciones bajo similares condiciones de inundación, la oscilación térmica diaria del agua puede ser muy homogénea en la marisma si se encuentra conectada, con medias quincenales entre 1 y 5 °C entre los meses de septiembre y mediados de junio (Figura 7.3). A partir de esa fecha, la amplitud térmica asciende aceleradamente y se diversifica por efecto del descenso de nivel y la desconexión de diferentes masas de agua. Esta variable alcanza los 16 °C en las estaciones D01 L. Travieso, D02 L. Ánsares y D04 L. Cerrado Garrido, y se estabiliza en torno a los 7 °C en el lucio de Vetalengua. La diferencia entre los puntos de medida puede estar relacionada con la mayor proximidad al mar de esta última estación, lo que conduce a la intensificación observada de la brisa estival y la humedad del aire a partir del mediodía, causando una reducción de la amplitud térmica del aire, que seguramente condiciona la del agua (Figuras 5.5, 5.11 y 5.24 del Capítulo 5).

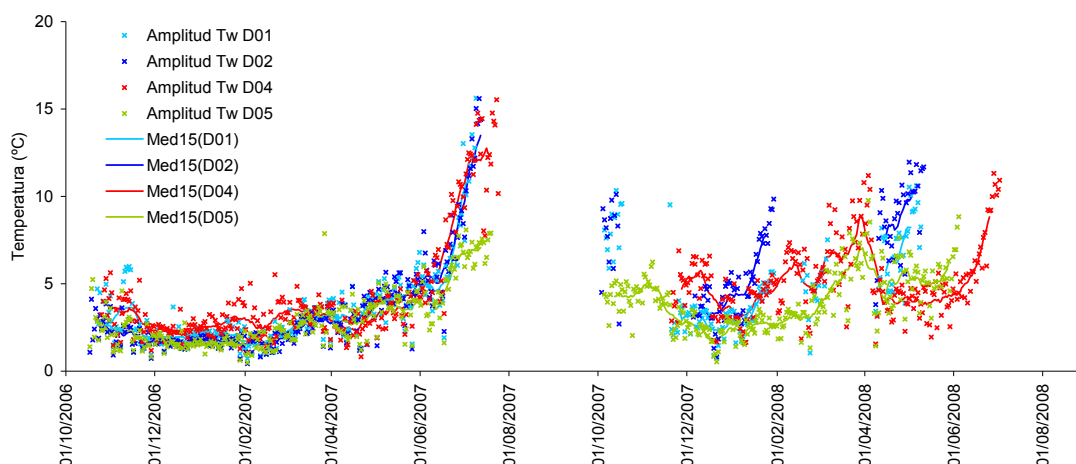


Figura 7.3. Amplitud térmica diaria de la columna de agua durante los años 2006/2007 y 2007/2008. Se muestran valores diarios (puntos) y medias móviles centradas de orden 15 (líneas). Estaciones: D01= Lucio del Travieso, D02=Lucio de los Ánsares, D04= Cerrado Garrido, D05=Lucio de Vetallengua.

#### 7.4.1.2 Comportamiento térmico a corto plazo

Dependiendo de las condiciones meteorológicas, el comportamiento térmico de las aguas naturales poco profundas puede ser dinámico y complejo. Los principales determinantes del comportamiento térmico del agua durante el día son la radiación incidente, la temperatura del aire y la velocidad del viento (Jacobs *et al.*, 1997). La radiación de onda larga, así como la mayor parte de la de onda corta, se absorbe en la superficie del agua, por lo que durante el día se puede producir estratificación térmica. Los mecanismos que la pueden romper o dificultar, también desde la superficie, son el arrastre ejercido por el viento y el enfriamiento nocturno por conducción o emisión de radiación de onda larga.

El comportamiento térmico del agua de la marisma de Doñana a corto plazo se analiza en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetallengua, que disponen de sensores de temperatura en la columna de agua cada 0.2 m de altura sobre el sedimento. La Figura 7.4 muestra la evolución media horaria y mensual de la diferencia de temperaturas entre la superficie y el plano de 0.2 m sobre el sedimento (positiva si la superficie está más caliente) durante el periodo de inundación 2006/2007. Se utilizan solamente días con calados superiores a 0.4 m simultáneamente en ambas estaciones, de manera que haya al menos dos sensores de temperatura inundados y los gráficos sean comparables.

En términos medios horarios y mensuales, la estratificación es de poca importancia hasta los meses de abril y mayo en D04 L. Cerrado Garrido y los meses de mayo-junio en D05 L. Vetallengua. Teniendo en cuenta los periodos completos representados, se obtienen diferencias de temperatura en el rango (-1,1) °C en el 74% y 90% de los casos, respectivamente.

Existe una mayor tendencia a la estratificación diurna en la estación D04 L. Cerrado Garrido, que se rompe durante el mes de febrero por la ocurrencia de eventos de viento intenso. Destaca en este punto la estratificación primaveral, con diferencias térmicas de hasta 5 °C entre las 15 y 16 h del mes de mayo, en presencia de un calado medio de 62 cm. En D05 L. Vetallengua la evolución de calados es muy similar y la estratificación prácticamente ausente hasta mayo y junio, cuando alcanza máximos entre las 12 y las 14 h cercanos a los 2 y 7 °C, respectivamente.

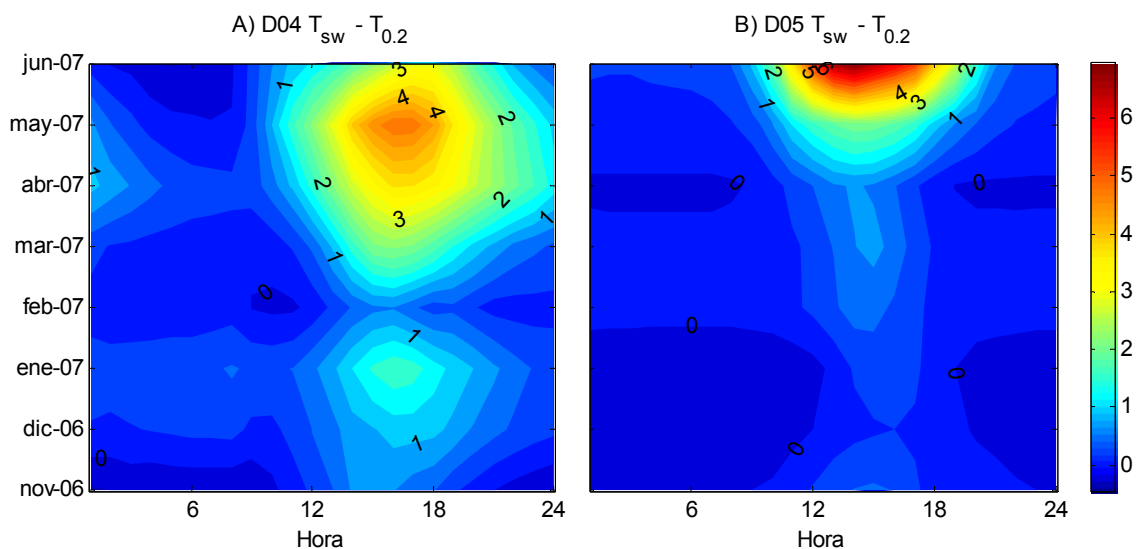


Figura 7.4. Diferencia de temperatura entre la superficie ( $T_{sw}$ ) y la parte inferior ( $T_{0.2}$ ) de la columna de agua (>0 si la superficie está más caliente, en °C) en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido (A) y D05 L. Vetallengua (B) durante el periodo de inundación del 1 de noviembre de 2006 al 3 de junio de 2007.

La Figura 7.5 muestra el distinto comportamiento térmico de la columna de agua en ambas estaciones de medida que explica las diferencias observadas en primavera. Durante los meses de abril y mayo, se han representado en la Figura 7.4 unas diferencias térmicas en la columna de agua de hasta 2 y 5 °C en D04 L. Cerrado Garrido y de hasta 0.75 y 2 °C en D05 L. Vetallengua. Según se observa en la Figura 7.5, en D04 se produce una mayor estratificación del agua, por lo

que a su base y a la superficie del sedimento llegan muy amortiguadas las variaciones de calor diurnas. En D05 L. Vetallengua, la termoclina es más profunda y la transmisión de calor a la base de la columna de agua más efectiva. Una razón probable de las diferencias encontradas entre ambas estaciones es la mayor intensidad del viento en D05 durante las tardes de primavera y verano (Capítulo 5, Figura 5.24). Del mismo modo que ocurre con el comportamiento térmico del agua, las principales diferencias en la intensidad del viento entre ambas estaciones se producen durante los meses de primavera, cuando las brisas diurnas se intensifican en mayor medida en D05 L. Vetallengua. Por otro lado, existe la posibilidad de que la estabilidad de la columna de agua se vea favorecida por el crecimiento estacional de vegetación emergente en torno a la estación D04 L. Cerrado Garrido. Ésta se encuentra en un área de cota relativamente baja con ausencia de vegetación, pero en el entorno próximo se desarrollan comunidades de castañuela (*Scirpus maritimus*) en esta época, más próximas y densas que las formaciones dispersas de bayunco (*Scirpus litoralis*) observadas en las proximidades de la estación D05 L. Vetallengua.

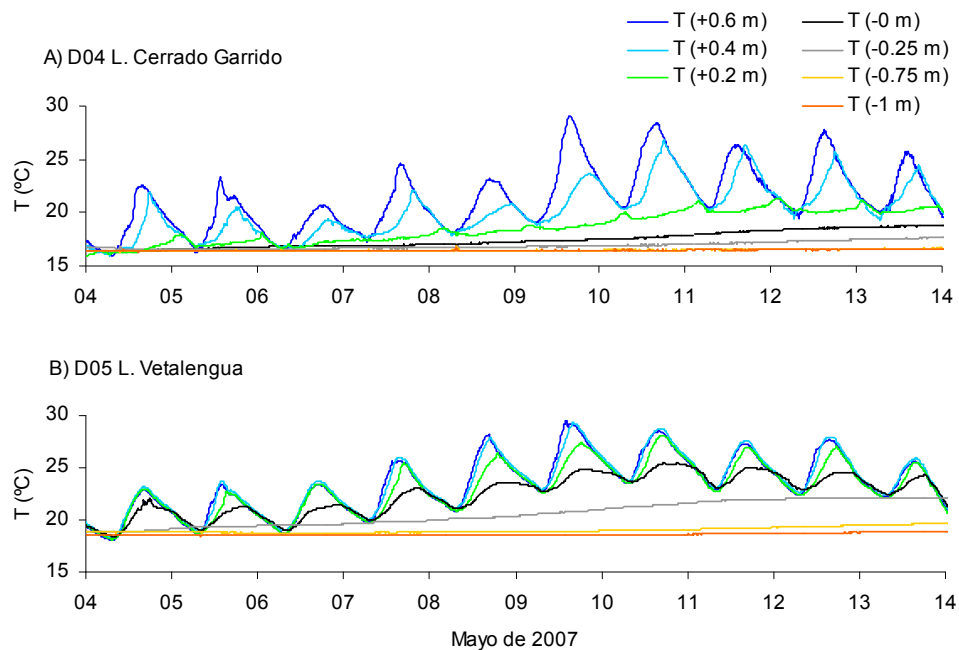


Figura 7.5. Medidas de temperatura del agua y del suelo en las estaciones A) D04 L. Cerrado Garrido y B) D05 L. Vetallengua del 3 al 13 de mayo de 2007. En la leyenda, entre paréntesis, se indica la altura o profundidad del sensor con respecto a la superficie del sedimento. Calado medio: 67 cm en D04 y 62 cm en D05.

La Figura 7.6 y la Figura 7.7 muestran la evolución de variables meteorológicas y temperaturas del agua en la estación D05 L. Vetallengua durante dos periodos seleccionados de 8 días sin precipitaciones y similar profundidad de agua. El primero, en noviembre de 2006, presenta bajos valores de radiación solar incidente y un calado medio de 55 cm. El segundo, en mayo de 2007, presenta intensidades de radiación solar que duplican las de noviembre, y un calado medio de 54 cm. Ambos gráficos se escalan de igual manera para facilitar la comparación, y presentan condiciones variables de intensidad del viento, temperatura del aire y nubosidad.

En noviembre, sólo se alcanza una muy ligera estratificación durante las tardes de días despejados y con bajas intensidades del viento (días 17 a 20), que afecta casi exclusivamente a la capa de agua superficial. La velocidad media del viento diurna esos días (siendo  $R_{si} > 0$ ) es de  $1.86 \text{ m s}^{-1}$ , y la máxima diferencia de temperatura alcanzada entre la superficie y el fondo de la columna de agua es de  $2.61 \text{ }^{\circ}\text{C}$  (día 17). Las máximas temperaturas superficiales ocurren entre 3 y 4 h después de la máxima radiación solar. Los días que presentan mezcla permanente de la columna de agua (días 21 a 24), se diferencian por el incremento de la velocidad del viento diurna, de media  $5.01 \text{ m s}^{-1}$ , que es 2.7 veces la de los días que presentan estratificación. Además, estos días presentan menor radiación solar incidente y oscilación térmica del aire (reducciones medias de 42 y 53%, respectivamente).

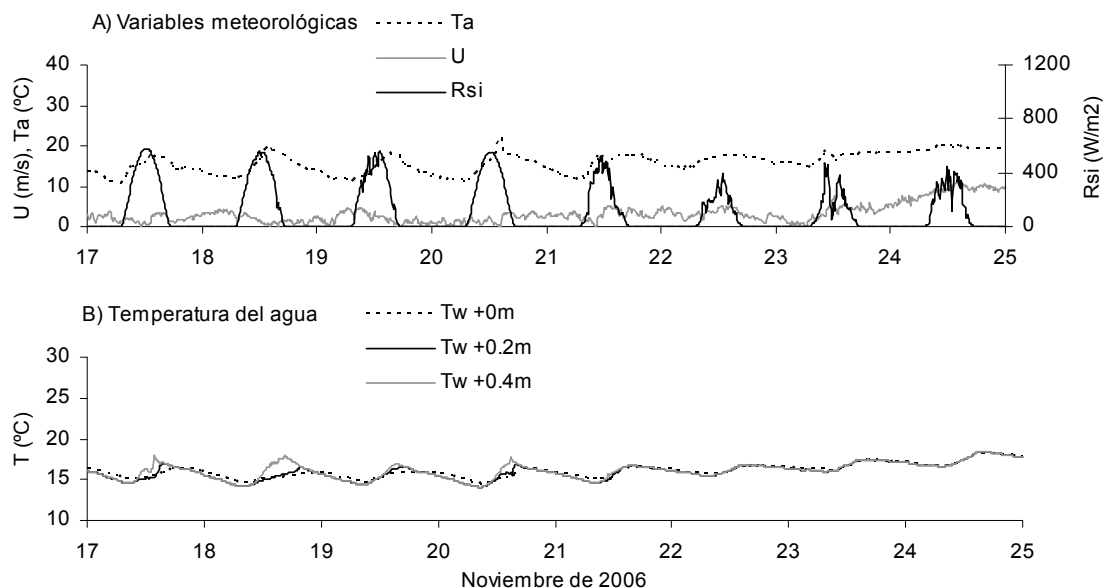


Figura 7.6. Condiciones meteorológicas y temperaturas de agua en la estación D05 L. Vetallengua del 17 al 24 de noviembre de 2006.

En mayo, la radiación solar incidente diaria es aproximadamente el doble que la recibida en noviembre y se alcanzan diferencias de temperatura entre la base y la superficie del agua de hasta 7 °C en días despejados con vientos en calma (día 18). La temperatura superficial del agua responde rápidamente al calentamiento solar, con retraso de su máxima diaria con respecto a éste de entre 1 y 2 h. La estratificación se rompe diariamente por enfriamiento desde la superficie a partir de las 16:30 h, llegando a homogeneizar completamente la temperatura de la columna de agua alrededor de la medianoche. La estratificación se produce también en presencia de nubosidad (días 19 y 21 a 25). Incluso breves periodos de pocas horas de radiación solar intensa generan rápidamente diferencias de temperatura en la columna de agua (días 21 y 22), con velocidades del viento medias en los periodos de radiación intensa (12-17 h) de  $3.26 \text{ m s}^{-1}$ . El día 20 de mayo la radiación solar incidente representa el 42% de la de un día despejado (día 18) y una velocidad media del viento de  $5.42 \text{ m s}^{-1}$  (2.8 veces la del día 18), condiciones que impiden la estratificación térmica. El mismo día, la radiación solar entre las 12 y las 17 h es mayor que otros días con presencia de estratificación, pero velocidades del viento simultáneas en torno a  $7 \text{ m s}^{-1}$  mantienen la mezcla de la columna de agua.

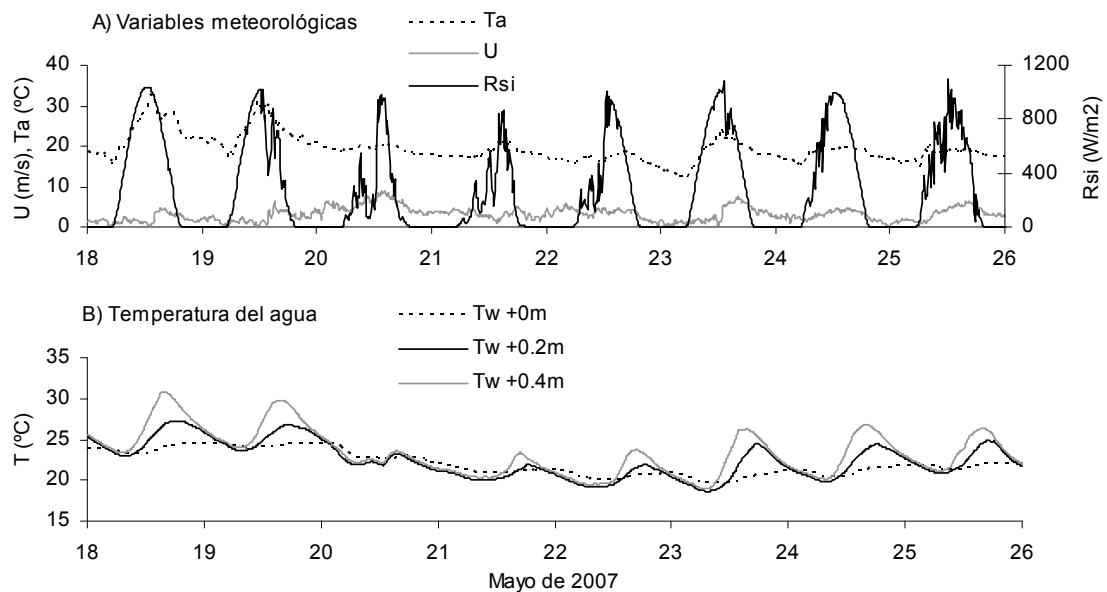


Figura 7.7. Condiciones meteorológicas y temperaturas de agua en la estación D05 L. Vetallengua del 18 al 25 de mayo de 2007.

Las figuras anteriores sugieren que el grado de estratificación diario del agua, interpretado como la máxima diferencia diaria de temperatura entre la superficie y la base de la columna de agua, se relaciona positivamente con la radiación solar incidente y negativamente con la acción del viento. Además, los días con presencia estratificación se observa mayor variación de la temperatura del aire, por lo que es probable que la transferencia de calor del aire al agua también contribuya al calentamiento superficial. La estratificación diaria observada en las dos figuras anteriores se contrasta en la Figura 7.8 con la cantidad de radiación solar incidente, la velocidad media diurna del viento (siendo  $R_{si} > 0$ ) y la amplitud térmica diaria del aire. Los días de mayor intensidad del viento y menor oscilación térmica del aire no presentan estratificación térmica del agua, siendo los límites menos restrictivos para el caso de mayo por la mayor intensidad de la radiación solar. Sin embargo, la estratificación queda casi completamente explicada por la cantidad de radiación solar incidente, siendo el coeficiente de determinación 0.93 para los periodos presentados en las figuras anteriores (Figura 7.6 y Figura 7.7).

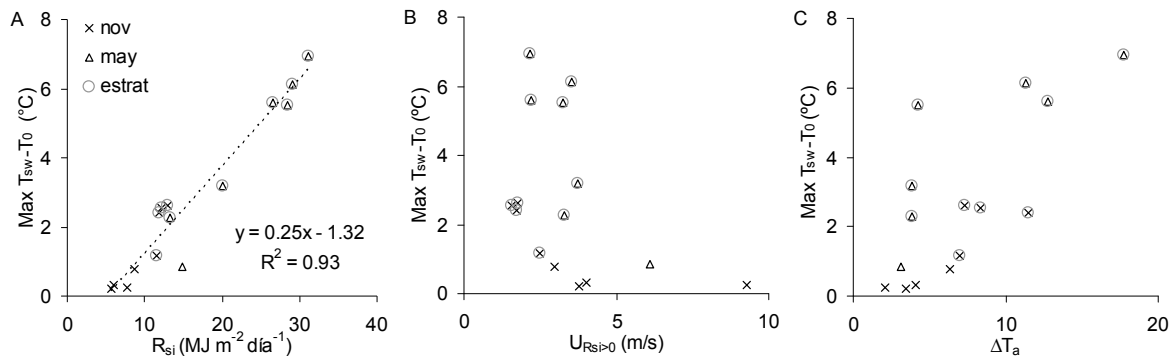


Figura 7.8. Relación entre los valores máximos diarios de  $T_{\text{sw}} - T_0$  y variables ambientales en la estación D05 L. Vetallengua durante los periodos 17-24 noviembre 2006 (cruces) y 18-25 mayo 2007 (triángulos).  $T_{\text{sw}}$ : temperatura superficial del agua (°C);  $T_0$ : temperatura de la base de la columna de agua (°C);  $R_{\text{si}}$ : radiación solar incidente ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ );  $U_{R_{\text{si}} > 0}$ : velocidad media del viento diurna, siendo  $R_{\text{si}} > 0$ ;  $\Delta T_a$ : amplitud diaria de temperatura del aire. Los círculos grises señalan días en los que se ha identificado estratificación del agua en el texto.

#### 7.4.2 Régimen de temperaturas del suelo

En el sedimento de la marisma las perturbaciones térmicas se atenúan y retardan en profundidad tanto a escala anual como diaria, siendo la temperatura en superficie igual a la del agua. Las

variaciones a escala anual se perciben en todo el perfil de suelo monitorizado, mientras que los ciclos diarios no se observan en las medidas de temperatura del suelo a 0.75 y 1 m de profundidad. Como ejemplo de la evolución estacional, la Figura 7.9A muestra las temperaturas del suelo registradas cada 10 minutos en la estación D05 L. Vetallengua durante el año hidrológico 2006/2007 completo, incluyendo los periodos secos y de inundación, y la Figura 7.9B los perfiles de amplitud térmica anual (media diaria máxima menos media diaria mínima) en D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetallengua. Destaca en la Figura 7.9A la identificación del periodo de inundación entre los meses de octubre y julio, ya que supone una disminución drástica del rango diario de temperaturas superficiales del suelo, pasando de variaciones del orden de 25 °C a unos 2 °C. En este caso, el cambio es brusco en octubre a causa de un rápido llenado producido por episodios intensos de lluvias, y la transición es más gradual en julio debido a un vaciado progresivo de la marisma por evapotranspiración.

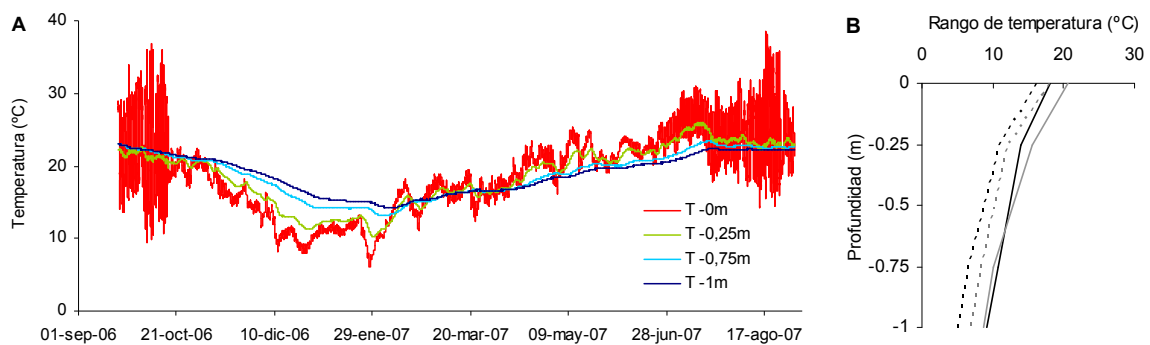


Figura 7.9. (A) Temperaturas del suelo registradas cada 10 minutos en la estación de Vetallengua durante el año hidrológico 2006/2007 completo. La leyenda indica la profundidad de cada sensor. (B) Rango anual de las temperaturas medias diarias del suelo en función de la profundidad y estación de medida. En negro se muestra la estación de Cerrado Garrido y en gris la de Vetallengua. Las líneas continuas corresponden al año hidrológico 2006/2007 y las discontinuas al 2007/2008.

Las temperaturas medias anuales aumentan ligeramente con la profundidad (Tabla 7.3), aunque la media de cada serie de datos individual no varía más de un 2% del promedio total de su respectivo perfil en profundidad. Esto señala un buen ajuste al comportamiento térmico sinusoidal descrito por la ecuación (7.9), que asume la misma temperatura media del suelo para todas las profundidades. La estación D04 presenta temperaturas inferiores a D05, en especial durante el año 2006/2007 en presencia de las condiciones de inundación muy parecidas. Esta



diferencia se debe a la menor temperatura del suelo en D04 entre los meses de marzo y junio de 2007, y es consecuencia de la menor transmisión de calor en profundidad en la columna de agua.

Tabla 7.3. Temperaturas medias anuales del suelo (°C).

<i>Año hidrológico completo</i>		<i>2006/2007*</i>		<i>2007/2008</i>	
<i>Estación</i>		<i>D04</i>	<i>D05</i>	<i>D04</i>	<i>D05</i>
Profundidad	0 m	17.28	18.54	18.45	18.67
	-0.25 m	17.53	18.70	18.66	18.71
	-0.75 m	17.82	18.79	18.65	18.89
	-1 m	17.83	18.87	18.65	18.95
Media		17.61	18.72	18.60	18.81

\* Datos desde el 22 de septiembre.

La amplitud de la variación térmica anual se atenúa en profundidad de manera similar en ambas estaciones los dos años hidrológicos (Figura 7.9B), a una razón media de  $11\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$  (desviación típica  $1.04\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). La menor variación térmica del año 2007/2008 en ambas estaciones concuerda con una reducción de la amplitud anual de la temperatura del aire de  $3.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  con respecto al año anterior.

Durante las épocas de inundación, las temperaturas mínimas en el plano superficial se alcanzan en ambas estaciones de medida durante los meses de diciembre y enero ( $6\text{--}9\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), y las máximas en junio y julio ( $26\text{--}30\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Esta oscilación anual se atenúa y retrasa en profundidad, obteniendo una temperatura mínima de  $14\text{--}16\text{ }^{\circ}\text{C}$  y máxima de  $21\text{ }^{\circ}\text{C}$  a un metro de profundidad los meses de febrero y agosto, respectivamente.

La Figura 7.10 muestra la oscilación térmica diaria (diferencia entre las temperaturas máxima y mínima diarias medidas cada 10 min) del sedimento a diferente profundidad durante los dos años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008. Los ciclos diarios de temperatura se perciben en la superficie del sedimento y en menor medida a 0.25 m de profundidad, siendo prácticamente imperceptibles a profundidades de 0.75 y 1 m. Esto es importante en la estimación del balance térmico del sedimento, ya que en este trabajo se considera la existencia de un flujo térmico despreciable bajo 1 m de profundidad. Este plano apenas es alcanzado por las alteraciones térmicas de fenómenos meteorológicos del orden de pocos días (Figura 7.9A), y el rango de variación anual, de unos  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  en 6 meses, supone un flujo instantáneo medio de

aproximadamente  $2 \text{ W m}^{-2}$ , que es dos órdenes de magnitud inferior a los flujos térmicos típicos de la superficie. Esto pone de manifiesto que el error asumido al despreciar el flujo térmico a mayor profundidad es mínimo y que la relevancia del papel del sedimento no radica en el largo plazo.

Destacan dos aspectos de la Figura 7.10. En primer lugar, la rápida amortiguación de las oscilaciones térmicas diarias con la profundidad, que pasan de extremos de casi  $30 \text{ }^{\circ}\text{C día}^{-1}$  en la superficie del sedimento seco a variaciones inferiores a  $2 \text{ }^{\circ}\text{C día}^{-1}$  a 0.25 m de profundidad. Durante los veranos de 2007 y 2008, el sedimento de la estación D04 no llega a secarse completamente, por lo que no se observan estas oscilaciones extremas de temperatura en el sedimento superficial. En segundo lugar, destacan las diferencias entre las oscilaciones térmicas del sedimento en las estaciones de medida durante los periodos de inundación, que se incrementan desde la primavera hacia el vaciado. Ocurren tanto en condiciones de inundación homogéneas (periodo de inundación 2006/2007) como heterogéneas (periodo de inundación 2007/2008), y son resultado de la mayor estratificación térmica del agua en D04 L. Cerrado Garrido observada anteriormente, que dificulta el alcance de las variaciones de temperatura superficiales al sedimento (Figura 7.5). En D05 L. Vetallengua, se obtienen amplitudes medias de 2.61, y  $0.30 \text{ }^{\circ}\text{C}$  en las series superficial y a  $-0.25 \text{ m}$ , respectivamente. Los valores correspondientes a D04 L. Cerrado Garrido son  $0.75$  y  $0.22 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . Ninguna de las series más profundas supera una variación media diaria de  $0.13 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , de la misma magnitud que el error de los sensores de medida (Tabla 7.4).

Tabla 7.4. Oscilación media diaria de temperatura en el sedimento inundado de la marisma de Doñana.

<i>Estación de medida</i>	<i>D04 L. Cerrado Garrido</i>				<i>D05 L. Vetallengua</i>			
Profundidad (m)	0	0.25	0.75	1	0	0.25	0.75	1
Inundación 2006/2007 ( $^{\circ}\text{C}$ )	0.74	0.23	0.10	0.13	2.17	0.27	0.10	0.09
Inundación 2007/2008 ( $^{\circ}\text{C}$ )	0.76	0.20	0.09	0.08	3.05	0.32	0.08	0.06

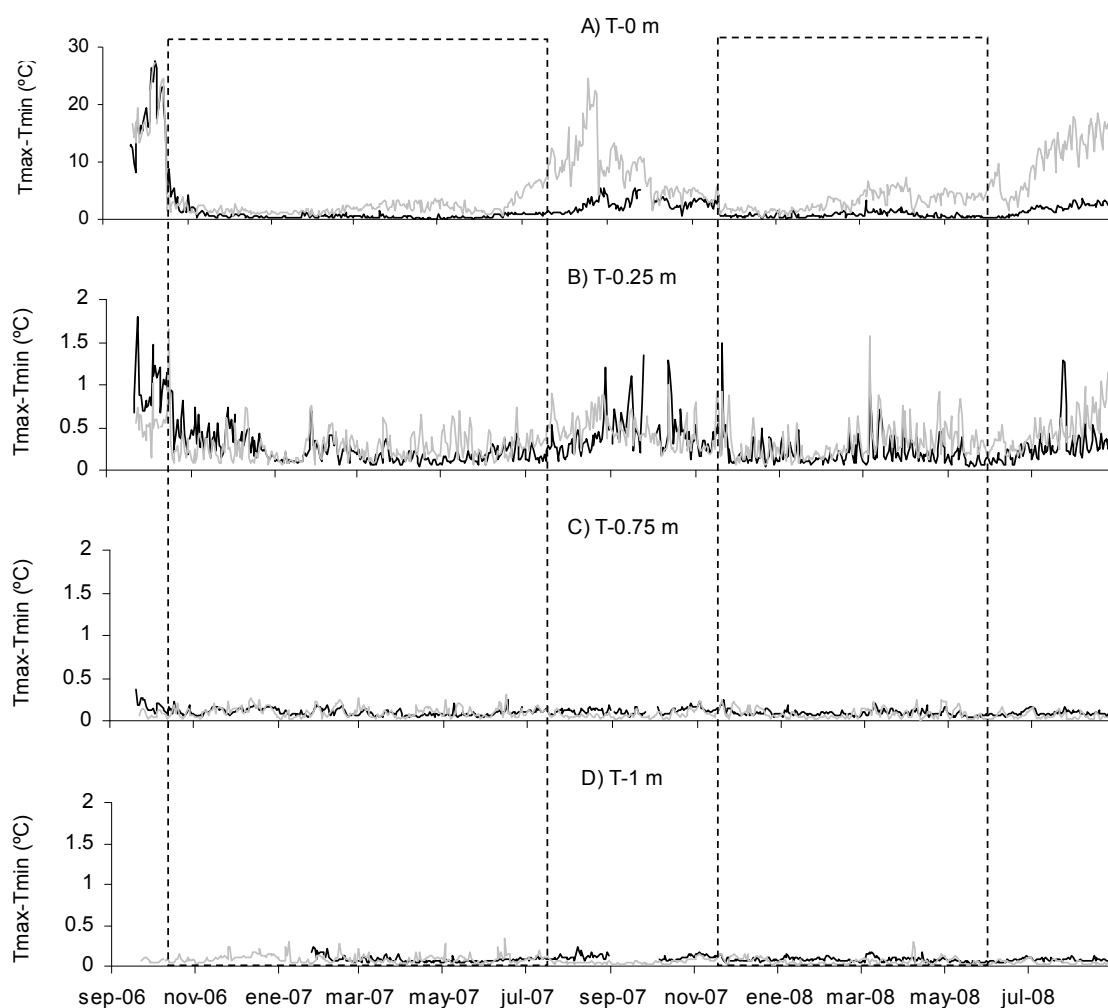


Figura 7.10. Oscilación térmica diaria del suelo durante los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008. A): Temperatura superficial; B), C) y D): Temperaturas a 0.25, 0.75 y 1 m de profundidad, respectivamente. Se muestra en negro la estación D04 L. Cerrado Garrido, en gris D05 L. Vet Lengua y en línea negra discontinua los periodos de inundación comunes a ambas estaciones.

### 7.4.3 Propiedades térmicas del sedimento inundado

El periodo de inundación del año 2006/2007, más duradero que el del año 2007/2008, se utiliza para ajustar curvas sinusoides de periodo anual para la caracterización de la propagación de la onda térmica en el sedimento [ecuación (7.9)], bajo el supuesto de que las propiedades térmicas del suelo no varían en presencia de inundación. La Figura 7.11 y Tabla 7.5 muestran los resultados del ajuste por mínimos cuadrados de estas curvas a las series de medias diarias de temperaturas

del suelo. No se incluye en el ajuste de la estación D04 la serie de temperatura del suelo a -1 m por falta de datos durante varios meses.

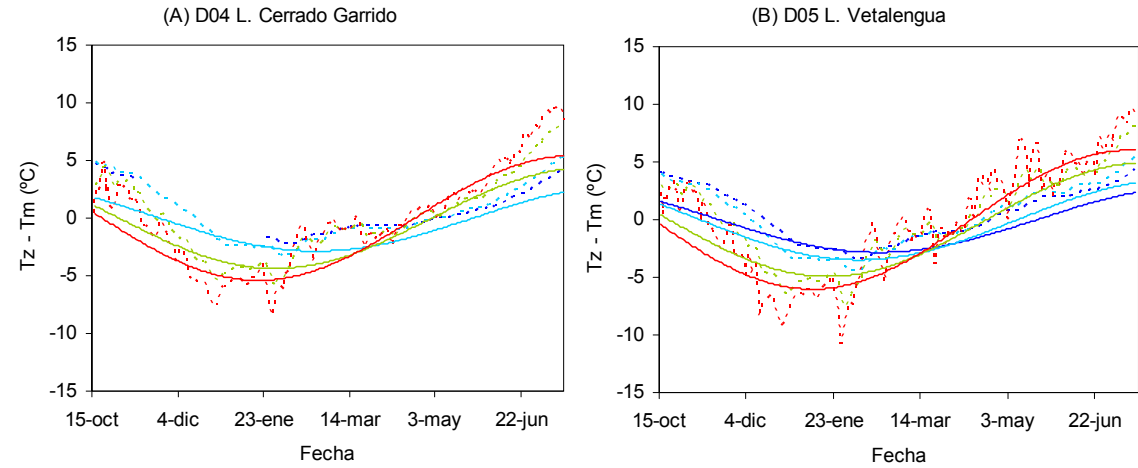


Figura 7.11. Ajuste de curvas sinusoides de periodo anual (líneas continuas) a temperaturas medias diarias del sedimento (líneas discontinuas, sin media anual) del periodo de inundación 2006/2007. Profundidades: 0 m (rojo); 0.25 m (verde); 0.75 m (azul claro); 1 m (azul oscuro). Tm: Temperatura media del sedimento inundado (16.47 °C en D04 y 17.42 °C en D05).

Tabla 7.5. Resultados del ajuste de curvas sinusoides de periodo anual a las temperaturas medias diarias del sedimento en Doñana durante el periodo de inundación del año 2006/2007.

Estación	D04 Cerrado Garrido			D05 Vetalengua			
Profundidad (m)	0	0.25	0.75	0	0.25	0.75	1
Rango térmico estim.(2A*, °C)	10.86	8.80	5.80	12.06	9.86	6.98	5.68
Coefficiente de determinación	0.92	0.92	0.94	0.90	0.93	0.95	0.96
Error cuadrático medio (°C)	1.98	1.72	1.55	2.23	1.80	1.47	1.42

La oscilación anual de temperaturas estimada (2A\* en la Tabla 7.5) aumenta con la cercanía a la superficie, así como su error, debido a que las curvas calculadas no registran la variabilidad debida a fenómenos meteorológicos de corta escala temporal que se observa en los datos de campo (Figura 7.9A), atenuada en profundidad.

Mediante el método gráfico propuesto por Jury y Horton (2004), se pueden obtener algunas propiedades térmicas del sedimento a partir de la relación entre las amplitudes térmicas anuales

estimadas (Tabla 7.5). La Figura 7.12 muestra el ajuste lineal entre  $\ln(2A^*)$  y la profundidad (z) para obtener la profundidad característica de atenuación de cada estación [ecuación (7.14)], en la que las oscilaciones térmicas superficiales disminuyen por el factor  $e$ . Se dispone de escasos puntos para realizar el ajuste, pero se obtiene una relación lineal perfecta entre ellos.

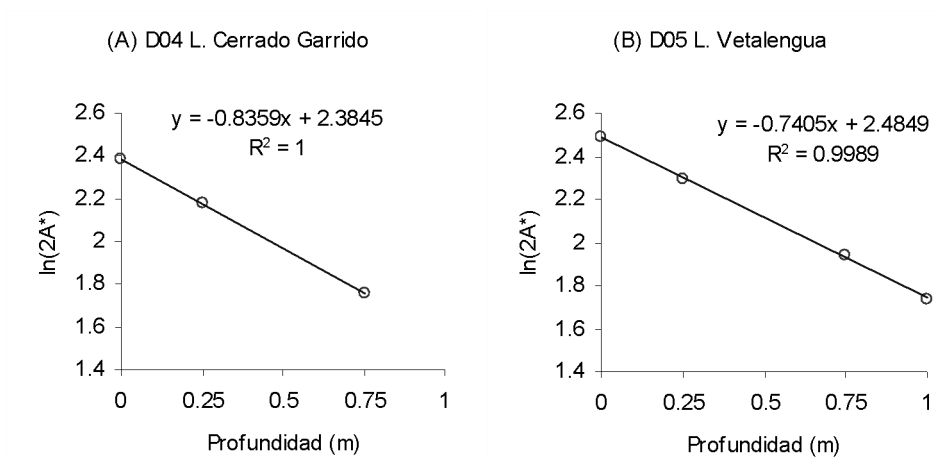


Figura 7.12. Método gráfico para estimar la profundidad de atenuación del sedimento.

En Cerrado Garrido aproximadamente el 63% de la variación térmica anual se amortigua a la profundidad de atenuación de 1.20 m y la difusividad térmica del sedimento inundado resulta en  $0.14 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . En Vetallengua, en torno al 63% de la variación térmica anual se atenúa a 1.35 m y la difusividad térmica del sedimento inundado resulta en  $0.18 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Según estos cálculos, la onda térmica de periodo anual se retrasa entre 43 y 48 días a 1 m de profundidad con respecto a la superficie del sedimento (valores para D05 y D04, respectivamente), lo que resulta en una velocidad de propagación vertical de  $2 \text{ cm día}^{-1}$ .

La Tabla 7.6 muestra la composición volumétrica estimada para el sedimento de la marisma de Doñana en función de su contenido en materia orgánica y su capacidad calórica volumétrica según la ecuación de De Vries (3.31). Los puntos de medida donde se aplicarán estos parámetros están localizados en centros de lucios y zonas de prolongada inundación que se caracterizan por la ausencia o muy baja densidad de vegetación helófitas, por lo que se considera una composición constante de 4.9% de materia orgánica (Reina *et al.*, 2006).

Tabla 7.6. Propiedades del sedimento de Doñana estimadas a partir de su contenido en materia orgánica. OM: contenido en materia orgánica; OC: contenido en carbono orgánico; X: fracción volumétrica (w=agua; mi=mineral; om=materia orgánica); C: capacidad térmica volumétrica.

<i>Profundidad</i>	<i>OM</i> (%)	<i>OC</i> (mg/g)	<i>Densidad seca</i> (g/cm <sup>3</sup> )	<i>Densidad partículas</i> (g/cm <sup>3</sup> )	<i>X<sub>w</sub></i>	<i>X<sub>mi</sub></i>	<i>X<sub>om</sub></i>	<i>C</i> (MJ m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup> )
0-1 m	4.9*	28.42	0.56**	2.52	0.78	0.20	0.02	3.70

\* Datos de Reina *et al.* (2006)

\*\* Relación de Avnimelech *et al.* (2001)

Se ha observado un rango de variación del contenido gravimétrico de agua en sedimentos de humedales entre el 50 y el 200% en peso seco según las condiciones de drenaje y el grado de consolidación del sedimento (Crooks *et al.*, 2002). Teniendo en cuenta la densidad seca estimada en Doñana (Tabla 7.6), se obtiene un contenido gravimétrico de agua del 139%. A causa del alto porcentaje de agua obtenido, los valores calculados de C son también altos en comparación con los encontrados en la literatura para arcillas, debido a la alta capacidad térmica del agua (Oke, 1987; Abu-Hamdeh, 2003). A modo de referencia, Fang y Stefan (1998) citan un rango de valores de difusividad térmica en sedimentos de lagos de  $0.12 \times 10^{-6}$  a  $1.27 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , y de capacidad térmica volumétrica entre 1.4 y 3.8 MJ m<sup>-3</sup>K<sup>-1</sup>. Los valores obtenidos para el sedimento de Doñana entran dentro de estos intervalos, siendo la difusividad térmica relativamente baja y la capacidad térmica volumétrica relativamente alta.

En las ecuaciones 3.33 y 3.34 del Capítulo 3 se define la relación entre la difusividad térmica ( $D_T$ ), la capacidad térmica volumétrica (C) y la conductividad térmica del sedimento ( $\lambda$ ) como  $D_T = \lambda/C$ . A partir de los valores obtenidos, se calcula una conductividad térmica en el primer metro de sedimento inundado de 0.51 W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup> en Cerrado Garrido y 0.66 W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup> en Vetaleña.

#### 7.4.4 Calor absorbido y liberado por el agua en la marisma (S)

La Figura 7.13 muestra el flujo térmico que absorbe y emite el agua en la marisma (S) a intervalos de cálculo de 10 minutos, en los cuatro puntos de la misma que disponen de medidas de temperatura del agua. Para extraer el efecto estacional, se calcula su valor acumulado desde el inicio de la inundación.

A escala estacional, el ciclo largo de inundación del año 2006/2007 presenta un balance negativo de calor almacenado en el agua desde el comienzo del año hidrológico hasta enero de hasta 40-50 MJ m<sup>-2</sup> en todas las estaciones, seguida de una recuperación. A partir del mes de mayo, cuando se ha recuperado prácticamente el calor perdido, se observan dos evoluciones distintas: las estaciones D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetallengua continúan la ganancia neta de calor, mientras que D01 L. Travieso y D02 L. Ánsares se estabilizan. En 2007/2008, los valores instantáneos son menores y no se observan tendencias estacionales, salvo una cierta acumulación de calor en D04 Cerrado Garrido, que es la estación con inundación más notable. Aunque la oscilación térmica del agua es mayor en presencia de bajos calados (Figura 7.3), las bajas profundidades de agua registradas el año hidrológico 2007/2008 reducen la capacidad de almacenar y liberar calor por parte del agua por unidad de área, por lo que la intensidad de  $S$  es menor que el año anterior.

Para estudiar el comportamiento térmico del agua a lo largo del año hidrológico se ha obtenido la evolución diaria media de  $S$  cada mes (Figura 7.14) durante los meses completos que comprende el periodo de inundación 2006/2007, en el cual se dieron calados similares en todos los puntos de medida (Figura 7.2) siendo, por tanto, ambientes comparables en cuanto a capacidad de almacenamiento térmico. En la Figura 7.15 se muestran los promedios correspondientes al año hidrológico 2007/2008 en las estaciones D04 y D05, que mantuvieron una inundación continua aunque desigual.

A lo largo de un día medio, el agua libera calor a una intensidad casi constante durante la noche, y absorbe calor durante el día con máxima intensidad en torno al mediodía. En todas las estaciones se cumple, en términos globales, que la duración media diaria de las entradas de calor en el agua ( $S > 0$ ) supone entre un 54 y 58% de la duración de las pérdidas ( $S < 0$ ). Por el contrario, las intensidades medias diurnas son entre un 75 y un 83% superiores que las nocturnas, y las máximas son aproximadamente el doble de intensas que las mínimas nocturnas (las superan en un 90-123%, según estación).

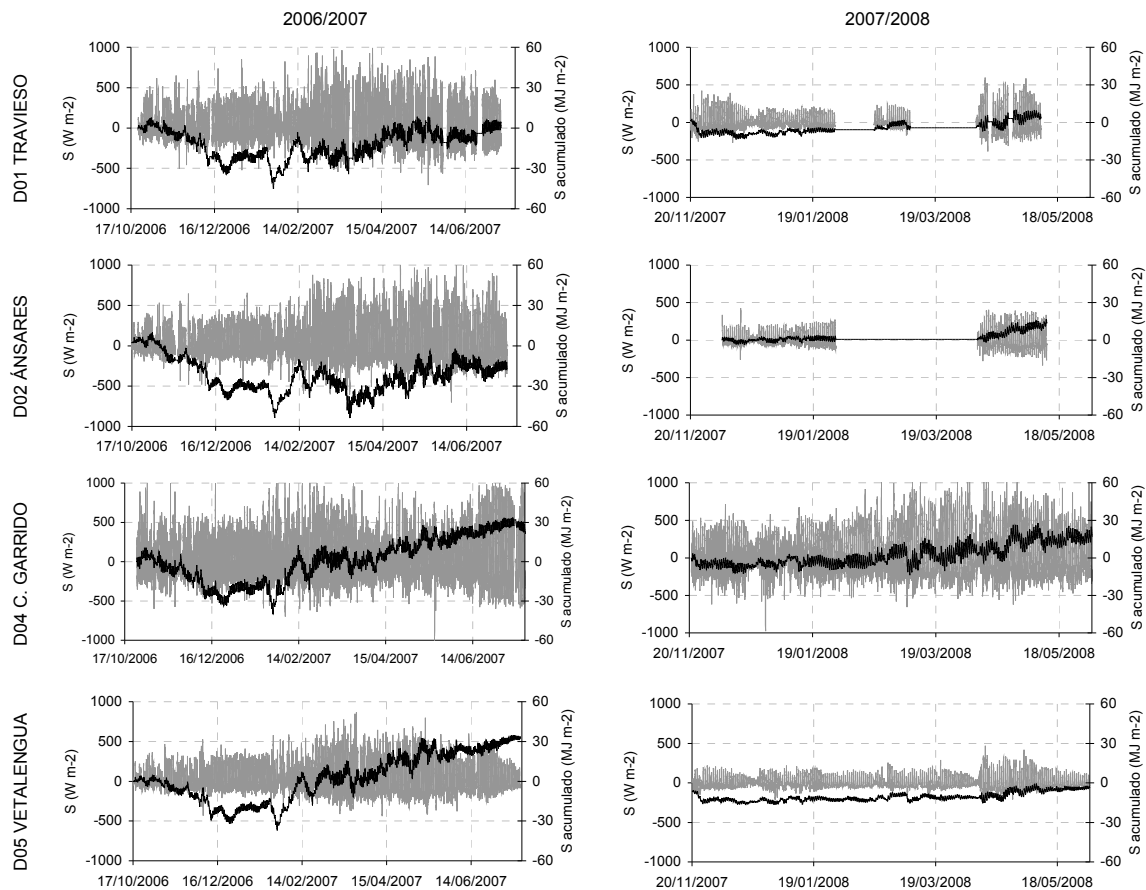


Figura 7.13. Flujo de calor absorbido (positivo) y emitido (negativo) por el agua en la marisma ( $S$ , línea gris); calor acumulado ( $S$  acumulado, línea negra). Valores medios cada 10 minutos durante los periodos de inundación de los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008.

La intensidad de las pérdidas de calor varía entre  $40$  y  $290 \text{ W m}^{-2}$ , siendo máximas poco antes del atardecer. Entre las  $8 \text{ h}$  y las  $16 \text{ h}$  aproximadamente  $S$  es positivo, y alcanza su mayor intensidad (entre  $100$  y  $500 \text{ W m}^{-2}$  según la época del año) muy poco después del mediodía. Los valores diezminutales de flujo de calor absorbido por el agua en las horas centrales del día doblan aproximadamente las intensidades emitidas durante la noche, registrándose con facilidad magnitudes superiores a los  $500 \text{ W m}^{-2}$  a mediodía en todas las estaciones en épocas de recuperación neta de calor (Figura 7.13).



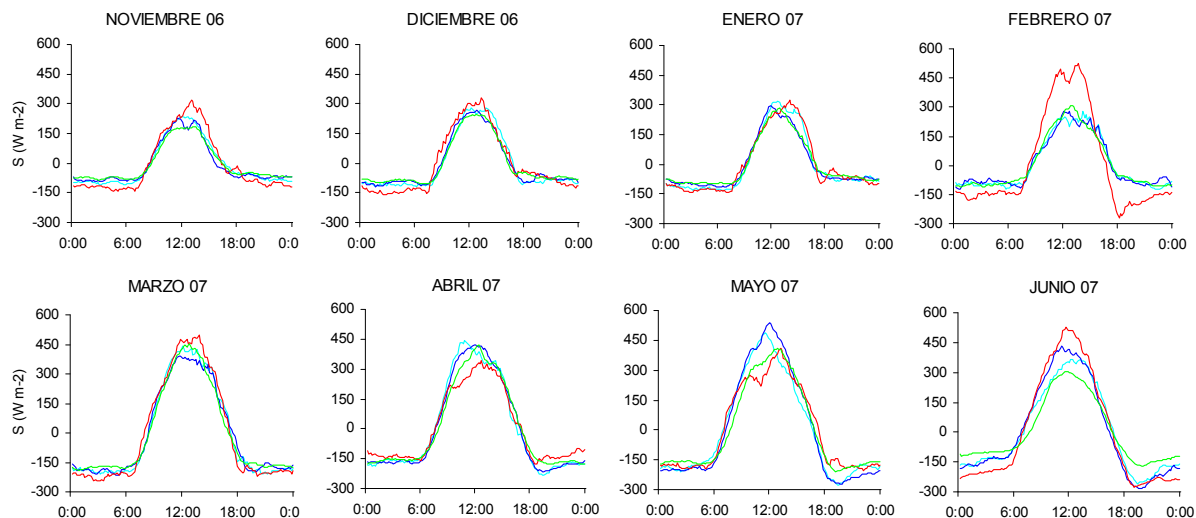


Figura 7.14. Patrones diarios de flujo térmico absorbido y emitido por el agua ( $S$ ) durante el periodo de inundación 2006/2007. Estaciones: D01 L. Travieso (azul claro); D02 L. Ánsares (azul oscuro); D04 L. Cerrado Garrido (rojo); D05 L. Vetallengua (verde).

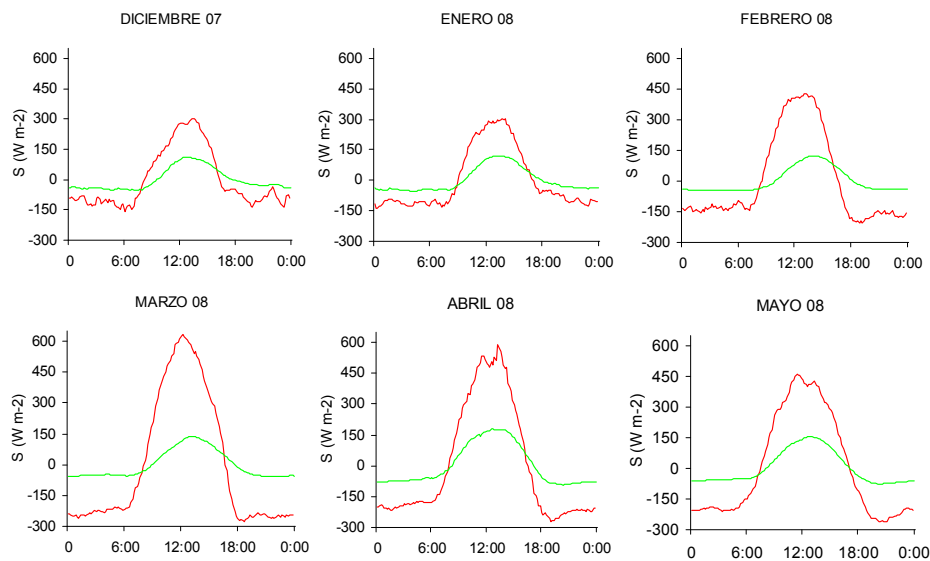


Figura 7.15. Patrones diarios de flujo térmico absorbido y emitido por el agua ( $S$ ) durante el periodo de inundación 2007/2008. Estaciones: D04 L. Cerrado Garrido (rojo); D05 L. Vetallengua (verde).

En presencia de condiciones homogéneas de inundación, los ciclos diarios de absorción y liberación de calor por parte del agua en diferentes puntos de la marisma, con alguna excepción en la estación D04 L. Cerrado Garrido, son muy parecidos desde principios del periodo de inundación hasta el mes de marzo (Figura 7.14). En la estación D04 la intensidad de  $S$ , tanto en los

valores de absorción como de liberación de calor, es generalmente superior a las demás, y en especial durante los meses de febrero y junio por mayor profundidad de agua, en primer lugar por una entrada importante de esorrentía superficial y en segundo por un vaciado más lento. Sin embargo, la intensidad de calor absorbido y liberado durante los meses de abril y mayo es inferior en este punto. Esto es consecuencia de la estratificación diurna observada en esta estación, que impide la transmisión de calor a la base de la columna de agua y limita su capacidad de almacenamiento térmico. Igualmente, durante mayo y junio la estación D05 alcanza intensidades inferiores de  $S$ , de acuerdo con estratificación observada en este punto (Figura 7.3).

El año hidrológico 2007/2008 la estación D05 presenta calados muy inferiores a D04 (Figura 7.2). Su oscilación térmica diaria es superior a partir del mes de abril (Figura 7.3), pero no llega a ser suficiente como para igualar la cantidad de calor entrante y saliente por unidad de área de la mayor masa de agua presente en D04. Igual que durante el periodo de inundación anterior, los meses de abril y mayo en D04 presentan menores intensidades diurnas de absorción de calor por parte del agua con respecto al mes de marzo.

Las diferencias espaciales en términos horarios de  $S$  no se transmiten a los valores netos diarios (Figura 7.16). Mientras la cantidad de calor absorbido y emitido por el agua durante un día durante el periodo de conexión de la marisma (noviembre 2006 – mayo 2007) puede variar hasta un 100% en función de la localización, los valores netos diarios medios son prácticamente iguales y cercanos a cero. Esta característica se encuentra tanto en condiciones de inundación homogéneas como heterogéneas, tal como muestra la comparación referente al año 2007/2008 en la misma figura, en el que las dos estaciones representadas tienen grados muy diferentes de inundación.

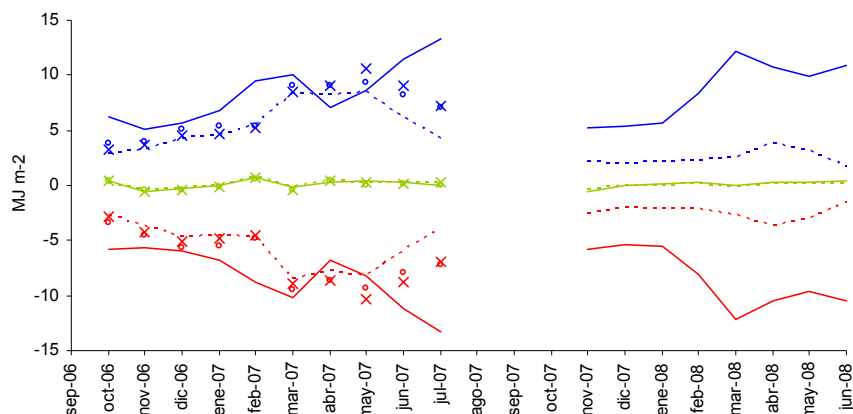


Figura 7.16. Calor diario medio absorbido por el agua (azul), liberado (rojo) y neto (verde). Estaciones: D01 L. Travieso (círculos); D02 L. Ánsares (cruces); D04 L. Cerrado Garrido (líneas continuas); D05 L. Vetaleña (líneas discontinuas).

#### 7.4.5 Calor intercambiado entre agua y sedimento (G)

A continuación se muestran los flujos instantáneos de calor en el sedimento de la marisma inundada y los valores de calor acumulado (Figura 7.17). En la estación D04 L. Cerrado Garrido se omite la serie T-1m durante el periodo de invalidez del sensor (9 nov 2006 - 24 ene 2007), sustituyendo sus medidas por las de la serie T-0.75 m. Como medida del error cometido por esta sustitución, el mismo procedimiento se aplica en la estación de Vetaleña durante el mismo periodo de tiempo. El balance térmico del sedimento estimado de esta manera alternativa explica el 99.5% de los resultados con la serie T-1m original, obteniendo un error cuadrático medio de  $G$  de  $1.40 \text{ W m}^{-2}$  en los cálculos diezminutales.

La acumulación de calor en el sedimento a escala anual describe una tendencia similar en ambas estaciones. El año 2006/2007 presenta una prolongada inundación que permite observar la pérdida de calor durante los meses de octubre a enero y una recuperación de febrero a julio. La magnitud de este intercambio estacional es de unos  $30\text{-}40 \text{ MJ m}^{-2}$ , siendo la pérdida de calor invernal aproximadamente el doble de intensa que la posterior recuperación. El segundo periodo de estudio comprende una fracción menor del año hidrológico y presenta valores de acumulación netos estacionales inferiores, aunque contempla de nuevo una ganancia de calor en el sedimento desde los meses de noviembre-diciembre hasta junio de  $15 \text{ a } 20 \text{ MJm}^{-2}$ .

Las estimaciones cada 10 minutos de  $G$  alcanzan valores de  $\pm 200 \text{ W m}^{-2}$  en momentos puntuales, pero se mantienen en valores absolutos inferiores a  $50 \text{ W m}^{-2}$  en más del 85 % del tiempo en cada estación y periodo de estudio. La obtención de patrones diarios medios para cada mes (Figura 7.18) pone de manifiesto la magnitud y dirección de este intercambio de calor, que resulta muy diferente en cada estación de medida.

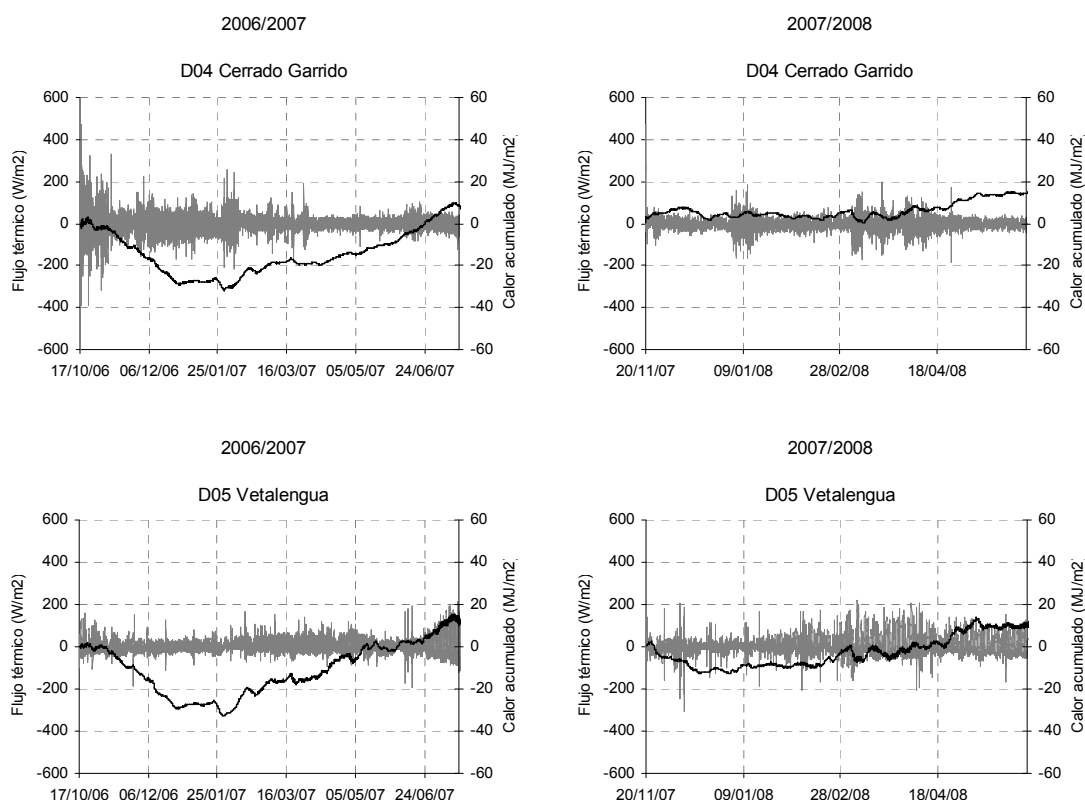


Figura 7.17. Flujo térmico en la interfase agua-sedimento (línea gris, flujo positivo hacia el sedimento) y calor acumulado en el suelo (línea negra) durante los periodos de inundación en los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008. Nótese la diferente duración de los periodos considerados cada año.

En Cerrado Garrido los valores máximos y mínimos de  $G$  durante un día medio raramente exceden los  $\pm 50 \text{ W m}^{-2}$  (Tabla 7.7), y se encuentran temporalmente desfasados con respecto al ciclo de calor acumulado en el agua (Figura 7.18). En general, el sedimento cede un débil flujo térmico hacia el agua entre las 6 y las 16 h, cuando  $S$  es ascendente. El resto del tiempo  $G$  resulta prácticamente nulo o recibe calor débilmente, con máximos en torno a las 17-20 h. Los meses de abril y mayo presentan una reducción de la transferencia de calor entre agua y sedimento por efecto de la mayor estratificación diurna del agua.

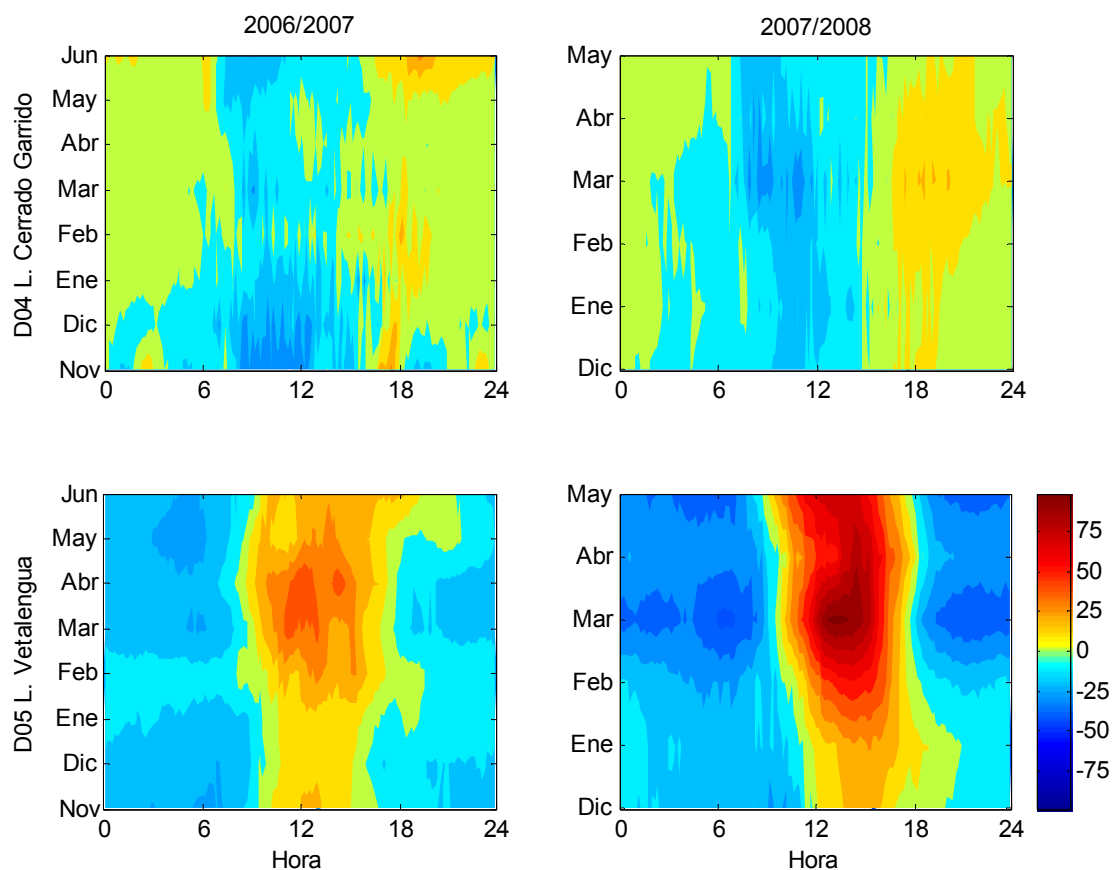


Figura 7.18. Evolución media diaria y mensual de  $G$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) en D04 L. Cerrado Garrido (escala de color superior) y D05 L. Vetalegua (escala de color inferior) durante los periodos de inundación 2006/2007 y 2007/2008.

En la estación D05 L. Vetalegua, los ciclos de absorción y cesión de calor por parte del sedimento inundado son más intensos y acoplados a los ciclos atmosféricos debido a una transmisión de calor en profundidad más eficaz. Hasta el mes de enero,  $G$  presenta máximas intensidades medias en torno a  $\pm 25 \text{ m}^{-2}$  (Tabla 7.8). El resto del año, las pérdidas nocturnas se incrementan ligeramente y la ganancia de calor diurna se intensifica en mayor medida, llegando a alcanzar intensidades medias de  $G$  de  $100 \text{ W m}^{-2}$  en marzo de 2008 poco después del mediodía. La máxima transferencia de calor desde el sedimento hacia el agua se produce generalmente entre las 4:30 y las 6:30 h y en sentido contrario en el intervalo 12-14 h. Destaca en esta estación la intensificación de  $G$  durante el año hidrológico 2007/2008, en presencia de bajos calados.

Tabla 7.7. Balance térmico diario del sedimento (G) en la estación D04 L. Cerrado Garrido: Valores extremos del flujo medio diario (G máx., G mín.), duración del flujo positivo (G > 0, hacia el sedimento) y negativo (G < 0, hacia el agua), cantidades de calor diarias transferidas hacia el sedimento ( $\Sigma G > 0$ ) y hacia el agua ( $\Sigma G < 0$ ), y total neto diario (G neto).

<i>D04 L. Cerrado Garrido</i>								
<i>Mes</i>	<i>Calado</i>	<i>G máx.</i>	<i>G mín.</i>	<i>G &gt; 0</i>	<i>G &lt; 0</i>	$\Sigma G > 0$	$\Sigma G < 0$	<i>G neto</i>
	<i>cm</i>	<i>W m<sup>-2</sup></i>	<i>W m<sup>-2</sup></i>	<i>h</i>	<i>h</i>	<i>MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup></i>	<i>MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup></i>	<i>MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup></i>
oct-06 (*)	28.75	54.30	-79.03	12.83	11.17	0.90	-0.95	-0.05
nov-06	58.14	32.49	-31.93	8.00	16.00	0.28	-0.71	-0.43
dic-06	76.63	21.81	-31.12	7.50	16.50	0.12	-0.56	-0.44
ene-07	71.84	25.04	-23.16	13.83	10.17	0.25	-0.32	-0.07
feb-07	89.19	23.60	-12.74	19.00	5.00	0.44	-0.09	0.35
mar-07	80.22	17.09	-22.73	15.00	9.00	0.25	-0.19	0.05
abr-07	72.52	8.59	-12.11	18.33	5.67	0.25	-0.08	0.17
may-07	61.78	13.85	-13.82	15.83	8.17	0.31	-0.16	0.15
jun-07	43.45	33.88	-20.45	15.50	8.50	0.74	-0.31	0.43
jul-07 (*)	26.76	26.86	-31.02	15.17	8.83	0.73	-0.45	0.28
nov-07 (*)	30.77	42.35	-30.03	19.50	4.50	0.68	-0.17	0.51
dic-07	31.91	16.38	-14.95	10.50	13.50	0.22	-0.25	-0.03
ene-08	40.70	18.05	-20.50	12.67	11.33	0.23	-0.27	-0.04
feb-08	41.62	17.58	-20.05	12.67	11.33	0.33	-0.25	0.08
mar-08	43.51	25.08	-30.55	11.50	12.50	0.47	-0.49	-0.02
abr-08	59.37	20.37	-25.73	15.50	8.50	0.44	-0.24	0.20
may-08	61.22	12.33	-15.95	14.83	9.17	0.31	-0.22	0.09
jun-08 (*)	52.99	21.66	-34.14	16.00	7.83	0.47	-0.25	0.22

(\*) Sólo días con presencia de inundación en ambas estaciones.

Tabla 7.8. Balance térmico diario del sedimento (G) en la estación D05 L. Vetallengua.

<i>D05 L. Vetallengua</i>								
<i>Mes</i>	<i>Calado</i>	<i>G máx.</i>	<i>G mín.</i>	<i>G &gt; 0</i>	<i>G &lt; 0</i>	$\Sigma G > 0$	$\Sigma G < 0$	<i>G neto</i>
	<i>cm</i>	<i>W m<sup>-2</sup></i>	<i>W m<sup>-2</sup></i>	<i>h</i>	<i>h</i>	<i>MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup></i>	<i>MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup></i>	<i>MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup></i>
oct-06 (*)	29.40	50.06	-20.67	8.00	16.00	0.79	-0.78	0.01
nov-06	47.93	25.73	-22.35	7.33	16.67	0.36	-0.81	-0.45
dic-06	75.47	17.51	-20.39	6.33	17.67	0.28	-0.76	-0.48
ene-07	77.01	18.61	-14.64	8.33	15.67	0.31	-0.43	-0.11
feb-07	85.64	34.14	-7.24	11.50	12.50	0.68	-0.20	0.48
mar-07	82.56	45.68	-22.38	8.83	15.17	0.84	-0.76	0.07
abr-07	71.59	49.15	-18.98	9.83	14.17	1.05	-0.68	0.37
may-07	56.68	34.74	-26.39	12.00	12.00	0.69	-0.58	0.11
jun-07	33.60	29.95	-21.84	12.33	11.67	0.84	-0.56	0.28
jul-07 (*)	14.41	130.06	-62.09	9.33	14.67	2.46	-2.18	0.28
nov-07 (*)	24.48	31.83	-33.54	6.33	17.67	0.28	-0.72	-0.43
dic-07	22.88	24.37	-29.38	8.33	15.67	0.39	-0.63	-0.24
ene-08	23.71	30.69	-17.37	9.50	14.50	0.56	-0.47	0.09
feb-08	19.30	58.67	-23.58	8.33	15.67	1.01	-0.74	0.27
mar-08	12.77	104.72	-43.69	8.33	15.67	1.83	-1.84	-0.01
abr-08	18.71	89.09	-27.64	8.67	15.33	1.47	-1.18	0.29
may-08	14.04	78.97	-34.21	9.00	15.00	1.61	-1.51	0.10
jun-08 (*)	5.64	138.38	-49.92	8.00	16.00	1.99	-1.71	0.25

(\*) Sólo días con presencia de inundación en ambas estaciones.

Los valores netos diarios de transferencia de calor en la interfase agua-sedimento son parecidos en ambas estaciones y en general de muy baja magnitud (Tabla 7.7 y Tabla 7.8), y su signo durante el periodo 2006/2007 denota la tendencia estacional observada en la Figura 7.17. Esta variable ( $G_{\text{neto}}$ ) y, por tanto, la acumulación de calor en el sedimento a largo plazo, está en gran parte determinada por la duración diaria de  $G$  en uno u otro sentido ( $G > 0$  y  $G < 0$ , en h) en cuya relación lineal se obtienen coeficientes de determinación de 0.8 en Cerrado Garrido y 0.5 en Vetallengua. Los valores netos diarios de  $G$  son similares en ambas estaciones, pero las cantidades transferidas en cada sentido a través del contacto agua-sedimento son de media 2.6 veces superiores en Vetallengua que en Cerrado Garrido (Figura 7.19). Ambos puntos de medida solamente transfieren cantidades similares de calor en la interfase agua-sedimento durante meses de otoño e invierno en igualdad de condiciones de inundación (octubre de 2006 a febrero de 2007).

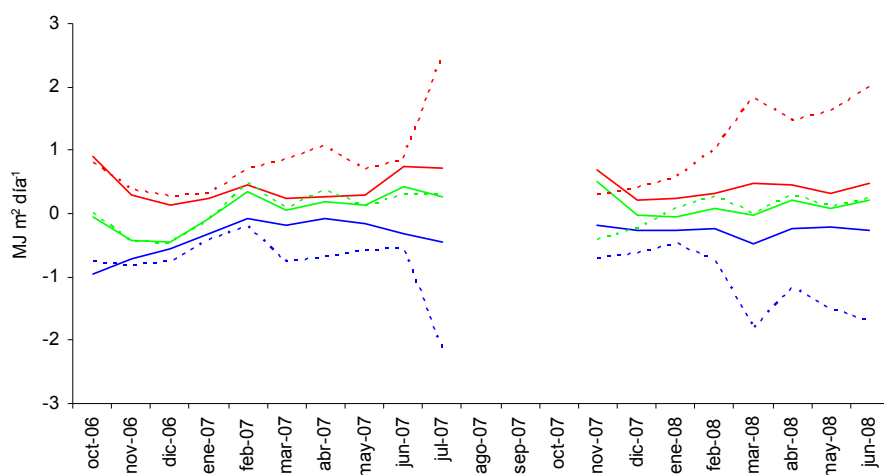


Figura 7.19. Calor diario medio absorbido por el sedimento (rojo), liberado (azul) y neto (verde). Estaciones de medida: D04 L. Cerrado Garrido (líneas continuas); D05 L. Vetallengua (líneas discontinuas).

Cabe señalar que cada estrato considerado en la estimación del balance térmico del suelo tiene menos relevancia a medida que se aleja de la superficie. En Cerrado Garrido, el 62% del balance térmico estimado se explica en los 0.25 m superficiales y el 94% hasta 0.75 m. En Vetallengua, los porcentajes correspondientes son 93 y 99%, respectivamente.

Debido a la falta de información sobre la composición del sedimento, posibles errores de estimación de sus propiedades térmicas pueden influir en la fiabilidad de estos resultados. Para cuantificar este factor de incertidumbre, se ha obtenido la desviación absoluta media de  $G$  con respecto a los resultados anteriores (cálculos cada 10 min) bajo diferentes incrementos de la capacidad calorífica utilizada ( $C$ ). Este error o desviación media se calcula mediante la siguiente relación

$$e = \sum_1^n \frac{|G' - G|}{n} \quad (7.17)$$

donde  $e$  es la desviación absoluta media en  $\text{W m}^{-2}$ ,  $G'$  el flujo térmico del sedimento con variación de  $C$ ,  $G$  el valor original con  $C = 3.70 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$  y  $n$  el número de estimaciones. Utilizando los cálculos cada 10 min en la estación de Vetaleña durante el ciclo de inundación 2006/2007, se obtiene la siguiente relación

$$e = 20.59 p \quad (7.18)$$

siendo  $p$  la proporción restada o añadida a  $C$ . Por ejemplo, la aplicación de una capacidad calorífica del sedimento de  $2.22 \cdot 10^{-6} \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1} = 0.6C$ , correspondería a  $p = 0.4$  y una desviación media de las estimaciones de  $G$  de  $\pm 8.24 \text{ W m}^{-2}$ .

#### 7.4.6 Flujo de calor por unidad de superficie (S+G)

La suma de los términos de  $S$  y  $G$  define el flujo de calor recibido y emitido por unidad de superficie marismeña, teniendo en cuenta el comportamiento térmico conjunto de agua y sedimento. A intervalos de tiempo diarios o superiores la importancia de ambos, y sobre todo del sedimento, se podría considerar despreciable (Figura 7.16, Figura 7.19), pero a escala horaria pueden resultar relevantes. En este caso, la inclusión del papel del sedimento podría afectar a la evaluación del calor disponible para los restantes componentes del balance térmico, como el intercambio de calor latente y calor sensible en la interfase agua-atmósfera.

En comparación con  $S$ , la evolución media diaria del intercambio en la interfase agua-sedimento ( $G$ ) resulta aparentemente despreciable en la estación de Cerrado Garrido todos los meses analizados, pero no en Vetaleña (Figura 7.20 y Figura 7.21). Allí, el calor transmitido al sedimento contribuye notablemente al balance térmico superficial en los meses de menor calado,



esto es, durante el vaciado final del primer periodo y casi la totalidad del segundo, especialmente a partir del mes de marzo.

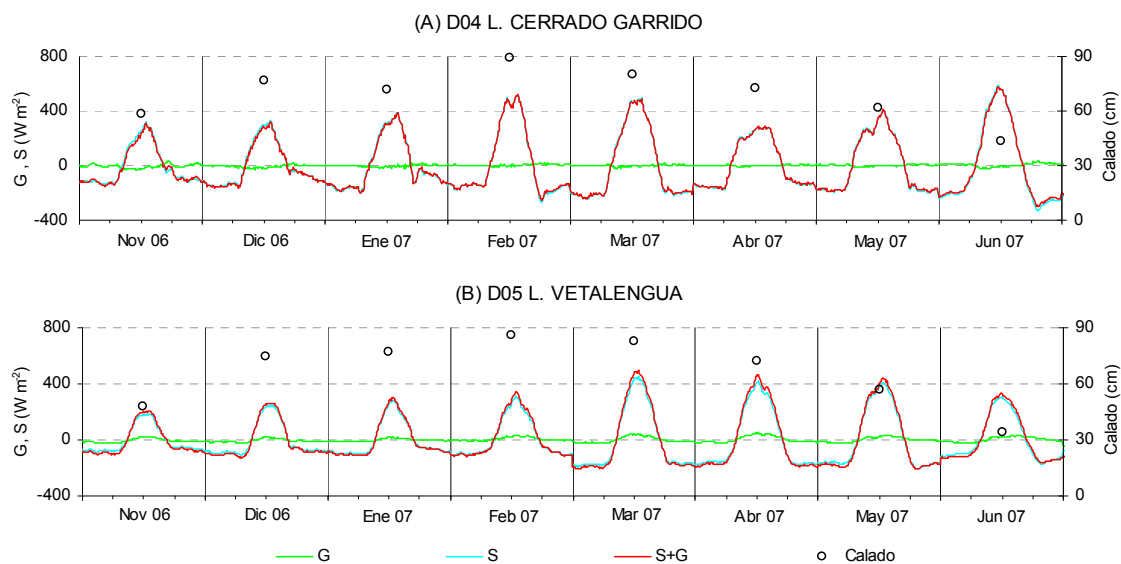


Figura 7.20. Evolución diaria media mensual de los flujos de acumulación de calor en el sedimento (G) y en el agua (S) durante el periodo de inundación 2006/2007. Las marcas de graduación en el eje de abscisas corresponden a intervalos de 6 h.

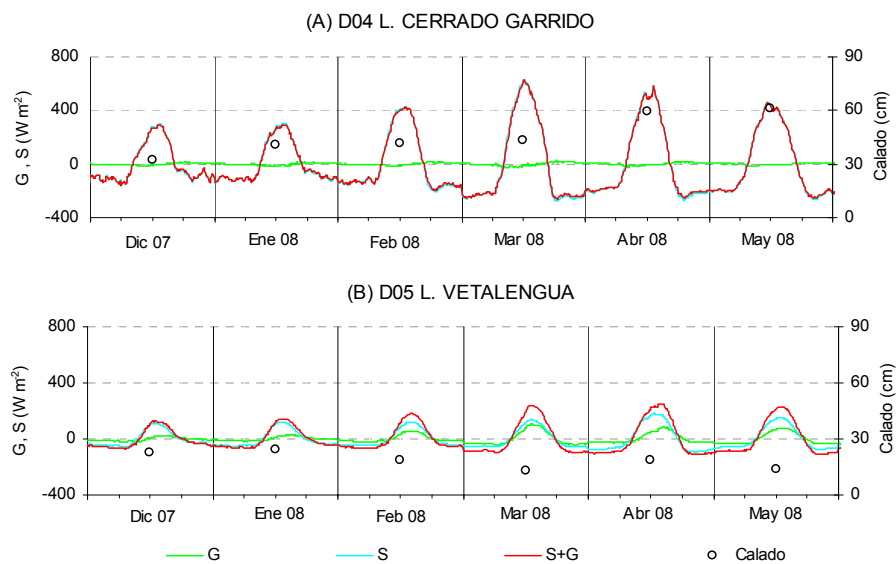


Figura 7.21. Evolución diaria media mensual de los flujos de acumulación de calor en el sedimento (G) y en el agua (S) durante el periodo de inundación 2007/2008. Las marcas de graduación en el eje de abscisas corresponden a intervalos de 6 h.

La cantidad diaria de calor transferida en la interfase agua-sedimento guarda una relación con la cantidad de calor absorbida o emitida por el agua en función del calado. La Figura 7.22 muestra esta relación para ambas estaciones de medida durante los dos periodos de inundación estudiados. La variable dependiente ( $G/S$ ) representa la proporción que supone la cantidad de calor absorbido o emitido diariamente por el sedimento con respecto al calor emitido o absorbido por el agua, respectivamente, en términos medios mensuales absolutos. La relación obtenida es menos significativa en D04 que en D05 e indica una menor contribución de  $G$  al balance térmico del agua, lo cual es coherente con el efecto de la estratificación observada. Según la relación obtenida en la estación D05, la contribución del sedimento al balance térmico de la columna de agua es superior al 10% para profundidades de agua hasta 65 cm e inferior al 5% a partir de los 130 cm de calado. En D04 las profundidades equivalentes serían unos 20 y 40 cm de profundidad de agua.

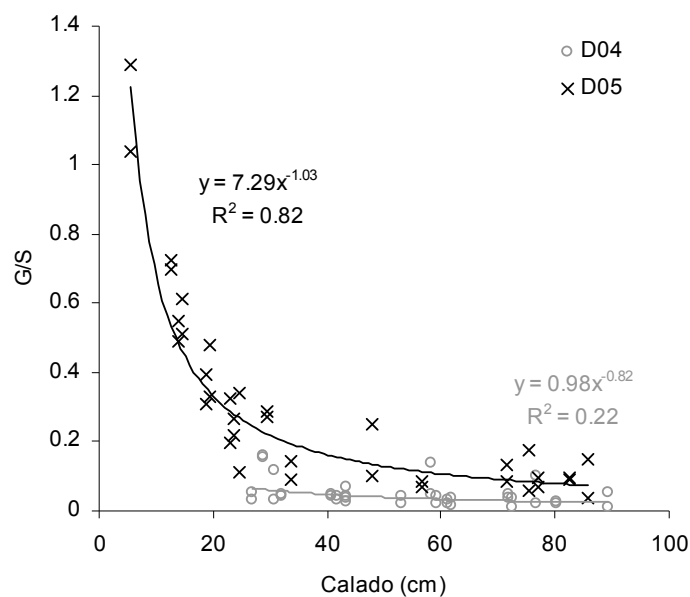


Figura 7.22. Proporción de  $G$  con respecto a  $S$  en función del calado. Estaciones de medida: D04 L. Cerrado Garrido (gris), D05 L. Vetallengua (negro).

## 7.5 Conclusiones

Las medidas de campo de alta resolución temporal han permitido caracterizar el comportamiento térmico de la superficie en la marisma de Doñana durante los periodos de inundación de los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008. Para ello, se han utilizado los datos de temperatura del agua y del sedimento registrados por los sensores instalados a distinta profundidad en las estaciones D01 Travieso, D02 Ánsares, D04 Cerrado Garrido y D05 Vetallengua. Sólo las dos últimas disponen de datos de temperatura del suelo.

A escala estacional, la temperatura del agua en la marisma evoluciona estrechamente relacionada con la temperatura del aire, la que explica alrededor del 90% de su varianza en términos medios diarios. El agua presenta mínimos de unos 5 °C en diciembre-enero y máximos de 29 °C en julio. Esta oscilación térmica anual se transmite al sedimento inundado, con mayor retraso y atenuación de la amplitud térmica a medida que aumenta la profundidad, a una razón media de atenuación en el estrato superficial monitorizado de 11 °C m<sup>-1</sup>.

La oscilación térmica diaria del agua es homogénea en la marisma durante las épocas de conexión de las diferentes masas de agua, encontrando valores medios quincenales inferiores a 5 °C. En épocas de mayor calado y radiación solar ocurren procesos de estratificación de la columna de agua durante las horas centrales del día, que se rompen por la acción del viento o enfriamiento superficial en la tarde-noche, y cuya magnitud se encuentra relacionada con la cantidad de radiación solar incidente. Ocurren de manera más intensa en D04 que en D05, y son los responsables de la menor variabilidad térmica del sedimento en la primera estación.

La transmisión de los ciclos diarios atmosféricos al sedimento ocurre por tanto de manera más intensa en Vetallengua que en Cerrado Garrido. La diferente oscilación térmica de éste se produce los dos años hidrológicos analizados independientemente de las condiciones de inundación y a partir de la primavera. En ninguna de las estaciones se registran variaciones de temperatura significativas a 1 m de profundidad a corto plazo, por lo que el estrato térmico activo de sedimento a escala horaria se encuentra monitorizado por los sensores de medida instalados. La aproximación sinusoidal de las temperaturas del suelo indica que la capa situada entre 0.75 y 1 m de profundidad es también poco relevante para el balance térmico del sedimento a corto plazo, encontrándose la profundidad de atenuación del 95% de la variación térmica diaria entre 0.19 y 0.21 m.

Según estimaciones indirectas de las propiedades térmicas del sedimento, se calcula una alta capacidad térmica volumétrica en comparación con otros humedales y materiales similares (Crooks et al., 2002; Oke, 1987; Abu-Hamdeh, 2003). Estas estimaciones deben tomarse con cautela, ya que se basan en condiciones idealizadas del comportamiento térmico del sedimento (análisis armónico, Figura 7.11), o en relaciones empíricas indirectas obtenidas en diferentes humedales (Avnimelech et al., 2001). Sin embargo, los resultados de baja difusividad térmica son coherentes con la alta capacidad térmica volumétrica, ambos obtenidos con diferentes métodos. La influencia de variar esta constante ( $C$ ) en el cálculo del flujo térmico instantáneo en la interfase agua-sedimento se estima proporcional al posible error cometido en ella según la ecuación (7.18).

A escala estacional, el agua y el suelo acumulan y liberan cantidades de calor del orden de 50-70 MJ m<sup>-2</sup> durante el periodo de inundación y se observan diferencias espaciales poco importantes en la marisma (Figura 7.13 y Figura 7.17). Sin embargo, el flujo térmico resultante de estas oscilaciones de baja frecuencia no es relevante en el estudio de intervalos inferiores a un día. En concordancia con lo expuesto por Smith (2002), en Doñana se observa que la intensidad de los flujos estacionales y diarios evoluciona de manera inversa a lo largo del año, siendo más intensos los primeros en otoño-invierno y los segundos en primavera-verano.

El flujo de calor en superficie a lo largo de un día medio, sumando agua y sedimento, evoluciona de acuerdo a la radiación neta incidente, liberando calor de manera casi continua durante la noche y absorbiendo a lo largo del día de manera más intensa y menos duradera. Las intensidades medias, entre 50 y 700 W m<sup>-2</sup>, aumentan a medida que avanza el año hidrológico y se limitan por la presencia de estratificación térmica y limitada profundidad de agua. Los altos valores obtenidos de  $S+G$  a escala temporal corta son similares a los encontrados por otros autores en aguas someras (Burba et al., 1999b; Rose y Chapman, 1968).

Las cantidades diarias de calor absorbidas y emitidas por el agua y el sedimento varían considerablemente en cada punto de estudio (Figura 7.16 y Figura 7.19), siendo sólo equivalentes en todos los puntos de medida los meses de otoño e invierno bajo similar inundación. El resto del tiempo, distintos factores ambientales pueden estar provocando las diferencias observadas. Las más características se producen a partir de primavera entre la estación D04 y el resto, y están relacionadas con la mayor estratificación térmica del agua en este punto. Temporalmente, las diferencias entre el comportamiento térmico superficial en esta estación con respecto a D05 coinciden con diferente forzamiento atmosférico (Capítulo 5), pero por su localización existe

también la posibilidad de advección de caudales naturales y artificiales, así como de influencia del efecto de la vegetación emergente. Las diferencias en el comportamiento térmico del agua entre el resto de estaciones son menores y ocurren durante el vaciado de la marisma, influidas por la desconexión de las masas de agua.

La estación de Vetallengua, considerada más representativa de las condiciones naturales de la marisma carente de vegetación, muestra un flujo térmico considerable en la interfase agua-sedimento, relacionado inversamente con la magnitud de la inundación. En condiciones de vaciado, el calor almacenado y liberado por el sedimento a corto plazo en Vetallengua supone un flujo comparable al balance térmico del agua, por lo que su inclusión en el balance global es necesaria en esta época, aunque se reduce considerablemente sobre los 30 cm de profundidad de agua. No se dispone de medidas de temperatura del suelo en D01 L. Travieso ni D02 L. Ánsares para evaluar este aspecto, pero estos puntos presentan un comportamiento térmico más parecido a D05 L. Vetallengua que a D04 L. Cerrado Garrido.

Entre las principales limitaciones de este trabajo se encuentran las siguientes:

- Discretización espacial de los sensores de temperatura: Se ha realizado una interpolación lineal de la temperatura en profundidad tanto en el agua como en el sedimento, lo cual puede introducir errores de estimación de la cantidad de calor almacenado, sobre todo en sus estratos superiores.
- Identificación de los procesos que componen el balance térmico del sedimento (conducción, convección, radiación): Con las medidas de campo actuales no se distinguen, presuponiendo que se trata de conducción. Debido a la desconexión de la mayor parte de la marisma con el acuífero subyacente, el estancamiento del agua y la suave topografía del terreno, no es probable que la convección suponga un proceso de importancia. Es poco probable que la radiación solar alcance significativamente el fondo en los puntos de medida por el efecto de la resuspensión de sedimentos, ya que lucios y caños son áreas donde la exposición al oleaje y la turbidez del agua son máximas.
- Estimación de las propiedades térmicas del suelo: La principal fuente de error en esta estimación es el contenido de agua en el sedimento, que influye mucho en su capacidad calorífica, y la posible variación de este parámetro y otros como la composición del suelo o su compactación en profundidad.

- La suposición de un flujo térmico  $G$  despreciable bajo 1 m de profundidad constituye necesariamente otra limitación, aunque la baja influencia de la capa de sedimento situada a 0.75-1 m de profundidad sobre las estimaciones realizadas y la baja difusividad térmica estimada indican que se trata de una restricción poco importante.
- Periodos de invalidez de sensores: Las diferentes estrategias tomadas en caso de mal funcionamiento de los sensores añaden suposiciones al análisis realizado. En relación a D04 L. Cerrado Garrido, dada la estratificación térmica observada en este punto, la suposición de un perfil térmico homogéneo en los 0.2 m inferiores de la columna de agua puede dar lugar a una sobreestimación de la variabilidad térmica de ésta y, por tanto, de  $S$ .

## 7.6 Referencias

- ABU-HAMDEH, N.H., 2003. Thermal Properties of Soils as affected by Density and Water Content. *Biosystems Engineering*, 86(1), pp. 97-102.
- ÁLVAREZ COBELAS, M., ROJO, C. y ANGELER, D.G., 2005. Mediterranean limnology: current status, gaps and the future. *Journal of Limnology*, 64(1), pp. 13-29.
- AVNIMELECH, Y., RITVO, G., MEIJER, L.E. y KOCHBA, M., 2001. Water content, organic carbon and dry bulk density in flooded sediments. *Aquacultural Engineering*, 25(1), pp. 25-33.
- BRINSON, M.M., LUGO, A.E. y BROWN, S., 1981. Primary Productivity, Decomposition and Consumer Activity in Freshwater Wetlands. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 12, pp. 123-161.
- BURBA, G.G., VERMA, S.B. y KIM, J., 1999a. Energy fluxes of an open water area in a mid-latitude prairie wetland. *Boundary-Layer Meteorology*, 91(3), pp. 495-504.
- BURBA, G.G., VERMA, S.B. y KIM, J., 1999b. Surface energy fluxes of *Phragmites australis* in a prairie wetland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94(1), pp. 31-51.
- CARPENTER, S.R., FISHER, S.G., GRIMM, N.B. y KITCHELL, J.F., 1992. Global Change and Freshwater Ecosystems. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 23, pp. 119-139.
- CARSLAW, H.S. y JAEGER, J.C., 1986. *Conduction of heat in solids*. 2 edn. Oxford: Clarendon Press.
- COMER, L.E. y GRENNEY, W.J., 1977. Heat transfer processes in the bed of a small stream. *Water Research*, 11(8), pp. 743-744.
- CROOKS, S., SCHUTTEN, J., SHEERN, G.D., PYE, K. y DAVY, A.J., 2002. Drainage and Elevation as Factors in the Restoration of Salt Marsh in Britain. *Restoration Ecology*, 10(3), pp. 591-602.

DE VRIES, D.A., 1963. Thermal properties of soils. In: W.R. VAN WIJK, ed, *Physics of Plant Environment*. North Holland, Amsterdam: pp. 210-235.

DREXLER, J.Z., SNYDER, R.L., SPANO, D. y PAW, K.T., 2004. A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration. *Hydrological Processes*, 18(11), pp. 2071-2101.

DUARTE, C., MONTES, C., AGUSTÍ, S., MARTINO, P., BERNUÉS, M. y KALFF, J., 1990. Biomasa de macrófitos acuáticos en la marisma del Parque Nacional de Doñana (SW España): Importancia y factores ambientales que controlan su distribución. *Limnetica*, 6(1-12), pp. 1-11.

EVANS, E.C., MCGREGOR, G.R. y PETTS, G.E., 1998. River energy budgets with special reference to river bed processes. *Hydrological Processes*, 12(4), pp. 575-595.

FANG, X. y STEFAN, H.G., 1998. Temperature variability in lake sediments. *Water Resources Research*, 34(4), pp. 717-729.

FOKEN, T., 2008. The energy balance closure problem: An overview. *Ecological Applications*, 18(6), pp. 1351-1367.

GIANNIOU, S.K. y ANTONOPOULOS, V.Z., 2007. Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis, Greece. *Journal of Hydrology*, 345(3-4), pp. 212-223.

HANNAH, D.M., MALCOLM, I.A., SOULSBY, C. y YOUNGSON, A.F., 2004. Heat exchanges and temperatures within a salmon spawning stream in the Cairngorms, Scotland: seasonal and sub-seasonal dynamics. *River Research and Applications*, 20(6), pp. 635-652.

HENDERSON-SELLERS, B., 1986. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: a review. *Reviews of Geophysics*, 24(3), pp. 625-649.

HONDZO, M. y STEFAN, H.G., 1994. Riverbed Heat-Conduction Prediction. *Water Resources Research*, 30(5), pp. 1503-1513.

JACOBS, A.F.G., JETTEN, T.H., LUCASSEN, D., HEUSINKVELD, B.G. y JOOST P., N., 1997. Diurnal temperature fluctuations in a natural shallow water body. *Agricultural and Forest Meteorology*, 88(1-4), pp. 269-277.

JURY, W.A. y HORTON, R., 2004. *Soil Physics*. 6 edn. Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons.

KIMBALL, B.A. y JACKSON, R.D., 1975. Soil heat flux determination: a null-alignment method. *Agricultural Meteorology*, 15(1), pp. 1-9.

MORENO-OSTOS, E., DA SILVA, S., DE VICENTE, I. y CRUZ-PIZARRO, L., 2007. Interannual and between-site variability in the occurrence of clear water phases in two shallow Mediterranean lakes. *Aquatic Ecology*, 41(2), pp. 285.

OCHSNER, T.E., SAUER, T.J. y HORTON, R., 2007. Soil Heat Storage Measurements in Energy Balance Studies. *Agron J*, 99(1), pp. 311-319.

OKE, T.R., 1987. *Boundary layer climates*. 2ª edn. London; New York: Routledge.

REINA, M., ESPINAR, J.L. y SERRANO, L., 2006. Sediment phosphate composition in relation to emergent macrophytes in the Doñana Marshes (SW Spain). *Water Research*, 40(6), pp. 1185-1190.

RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, M. y MORENO-OSTOS, E., 2006. Heat budget, energy storage and hydrological regime in a coastal lagoon. *Limnologica - Ecology and Management of Inland Waters*, 36(4), pp. 217-227.

SANCHEZ-CARRILLO, S., ALVAREZ-COBELAS, M., BENITEZ, M. y ANGELER, D., 2001. A simple method for estimating water loss by transpiration in wetlands. *Hydrological sciences journal*, 46(4), pp. 537.

SCHUMACHER, B.A., 2002. *Methods for the determination of total organic carbon (TOC) in soils and sediments*. NCEA-C- 1282 EMASC-001. Las Vegas, USA: Ecological Risk Assessment Support Center, Office of Research and Development, US Environmental Protection Agency.

SHOEMAKER, W.B., SUMNER, D.M. y CASTILLO, A., 2005. Estimating changes in heat energy stored within a column of wetland surface water and factors controlling their importance in the surface energy budget. *Water Resources Research*, 41(10),.

SILJESTRÖM, P., CLEMENTE, L. and RODRIGUEZ-RAMIREZ, A., 2002. Clima. In: V. GARCÍA CANSECO, ed, *Parque Nacional de Doñana*. Talavera de la Reina: Canseco Editores, pp. 43-56.

SINOKROT, B.A. y STEFAN, H.G., 1993. Stream Temperature Dynamics: Measurements and Modeling. *Water Resources Research*, 29(7), pp. 2299.

SMITH, N.P., 2002. Observations and simulations of water-sediment heat exchange in a shallow coastal lagoon. *Estuaries and Coasts*, 25(3), pp. 483-487.

STANNARD, D.I. y ROSENBERRY, D.O., 1991. A comparison of short-term measurements of lake evaporation using eddy correlation and energy budget methods. *Journal of Hydrology*, 122(1-4), pp. 15-22.

TANNER, C.B., 1964. *Basic instrumentation and measurements for plant environment and micrometeorology*. Madison: Dept. of Soil Science, College of Agriculture, University of Wisconsin.



## **CAPÍTULO 8**

---

### **FLUJOS DE INTERCAMBIO DE CALOR SENSIBLE Y CALOR LATENTE ENTRE AGUA Y ATMÓSFERA**



## 8.1 Introducción

La evapotranspiración es el fenómeno mediante el cual el agua de la superficie terrestre se convierte en vapor de agua atmosférico, comprendiendo el proceso de evaporación desde cualquier tipo de cubierta y la transpiración a través de la vegetación. Constituye un flujo que relaciona los ciclos de agua y calor, ya que la pérdida de agua líquida hacia la atmósfera consume una cantidad importante de energía térmica en forma de calor latente de vaporización. Generalmente se trata de un componente mayoritario del balance de agua en humedales, por lo que su estimación es un factor clave en la calibración de modelos hidrológicos y en el manejo hídrico de estos ecosistemas. Desde el punto de vista del balance térmico superficial, la magnitud del calor invertido en evaporación se encuentra estrechamente relacionada con la del intercambio de calor sensible entre agua y atmósfera, por lo que tienen un tratamiento conjunto en este capítulo.

El funcionamiento hidrológico de la marisma de Doñana tiene un componente vertical importante (precipitación directa vs. evapotranspiración) debido a su gran extensión, impermeabilidad del sedimento, escasa pendiente y lentitud de flujo. A ello se suma que diversas transformaciones artificiales, como el encauzamiento del tramo final del río Guadamar, la sobreexplotación de acuíferos o la reconstrucción y prolongación del dique de la Montaña del Río, han supuesto una reducción de los caudales naturales de entrada y salida de agua por escorrentía superficial (Bayán y Dolz, 1995; Rodríguez-Ramírez y Clemente Salas, 2002). A su vez, pequeñas variaciones de nivel de agua en la marisma inundada pueden suponer grandes variaciones en la cantidad de superficie sumergida y emergida, factor determinante en la distribución de los seres vivos en la marisma (Ramos, 2002). Por todo ello, el proceso de evapotranspiración resulta de gran interés tanto en términos hidrológicos como ecológicos.

El análisis del intercambio de calor latente y sensible entre el agua de la marisma y la atmósfera que aquí se realiza está enmarcado en el estudio de su comportamiento térmico a partir de datos hidrometeorológicos de campo tomados con alta resolución temporal (10 min) en determinadas depresiones de la marisma (lucios). Estas zonas, debido a los largos hidroperiodos que las caracterizan, presentan un bajo desarrollo de vegetación estacional emergente, estando generalmente desprovistas de ella en su parte central. Por tanto, se presupone para este análisis

una superficie evaporante de agua libre y no se tiene en cuenta el efecto de la transpiración de la vegetación en el fenómeno.

## **8.2 Objetivos**

El objetivo de este capítulo es determinar los flujos de calor sensible ( $H$ ) y calor latente ( $\lambda E$ ) en la marisma de Doñana, utilizando los datos de las estaciones hidrometeorológicas instaladas en ella por el Instituto Flumen. Se utiliza el método de la razón de Bowen – Balance de energía (BREB) como referencia y se estudia su correspondencia con otros modelos de estimación de uso común. Además, se contrastan los resultados con estimaciones de tasas de evaporación de masas de agua aisladas en la marisma identificadas mediante el tratamiento de imágenes de teledetección radar. Debido al tipo de información de campo disponible, se considera el proceso de evaporación desde una superficie de agua libre, sin tener en cuenta el efecto de la vegetación. Debe tenerse cautela, por tanto, en la extrapolación de los resultados a otras áreas de la misma en las que el desarrollo estacional de vegetación pueda alterar este fenómeno.

## **8.3 Metodología**

### **8.3.1 Datos de campo y periodos de análisis**

En la mayor parte de este capítulo se utilizan datos de campo de las dos estaciones de medida instaladas en la marisma de Doñana que disponen de registros meteorológicos, denominadas D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetallengua. Su nombre corresponde al lucio en el que se localizan (abreviado “L.”), que es una ligera depresión topográfica con largos periodos característicos de inundación y bajo desarrollo de vegetación estacional helófito en su parte central.

La Figura 8.1 y la Tabla 8.1 muestran la situación de las estaciones sobre el modelo digital del terreno de la marisma y la relación de sensores de medida utilizados, duplicados en la mayoría de los casos por cuestiones de control de calidad de la información de campo.

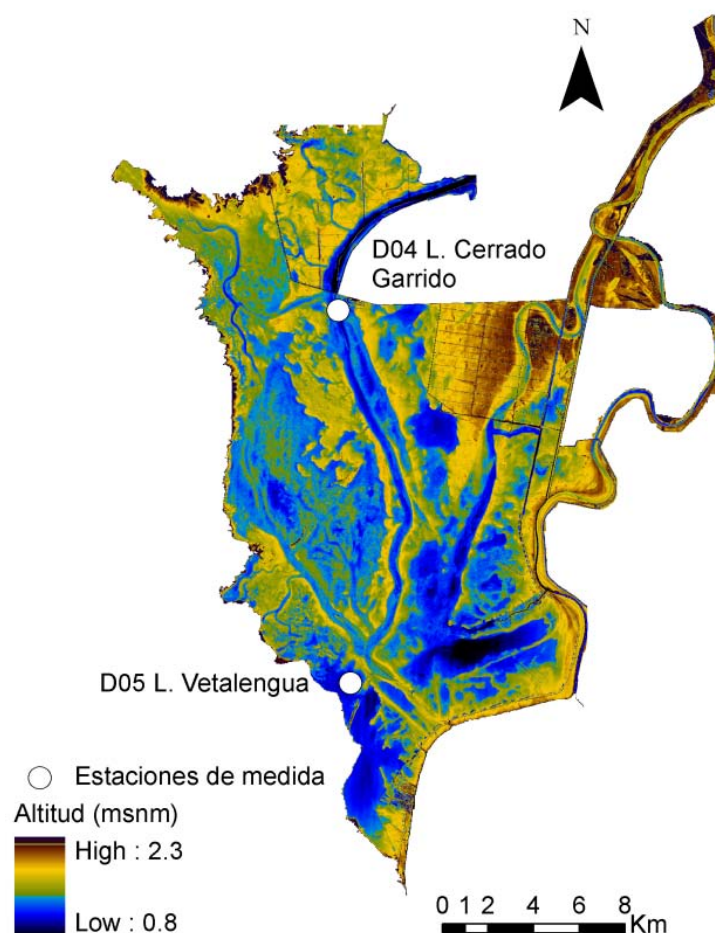


Figura 8.1. Estaciones de medida utilizadas situadas sobre el modelo digital del terreno de la marisma de Doñana.

El periodo de análisis engloba los periodos de inundación de los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008 (Figura 8.2), seleccionando los periodos completos o parte de ellos en función de la escala temporal de estudio. En el caso de utilizar incrementos de tiempo inferiores al día, los resultados se centran en el periodo de inundación 2006/2007, que presenta un proceso de inundación similar a la media histórica (Aragonés *et al.*, 2005), y en la estación D04 L. Cerrado Garrido, que tiene el porcentaje más elevado de datos de campo válidos. En el caso de incrementos de tiempo diarios o mayores y comparación entre estaciones, se utilizan datos de ambos años hidrológicos y ambas estaciones.

La única excepción a lo anteriormente expuesto es el análisis de los periodos de vaciado de la marisma, en el que, para obtener un número superior de casos de estudio, se utilizan datos

diarios de cota de la lámina de agua registrada en las estaciones D01 L. Travieso, D02 L. Ánsares, D04 L. Cerrado Garrido, D05 L. Vetallengua y D06 C. Resolimán, y se amplía el periodo de estudio a los años hidrológicos 2006/2007, 2007/2008, 2008/2009, 2009/2010 y 2010/2011.

Tabla 8.1. Relación de sensores de medida utilizados.

Tipo de sensor		Cantidad de sensores		Variables medidas o derivadas
		Estación D04	Estación D05	
Temperatura del agua a diferente altura sobre el suelo	T +0.8 m	2	2	$S, T_{sw}, e_{sw}$
	T +0.6 m	2	2	
	T +0.4 m	2	2	
	T +0.2 m	2	2	
Nivel		3	3	
Temperatura del suelo a diferente profundidad	T -0 m	2	2	$G$
	T -0.25 m	2	2	
	T -0.5 m	2	2	
	T -0.75 m	2	2	
	T -1 m	2	2	
Meteorología	Radiación neta	2	2	$R_N$
	Temperatura aire	1	2	$T_a, e_a$
	Humedad relativa	1	2	$e_a$
	Velocidad viento	2	2	$U_2$

(\*) Diferentes variables implicadas en función del modelo de estimación.

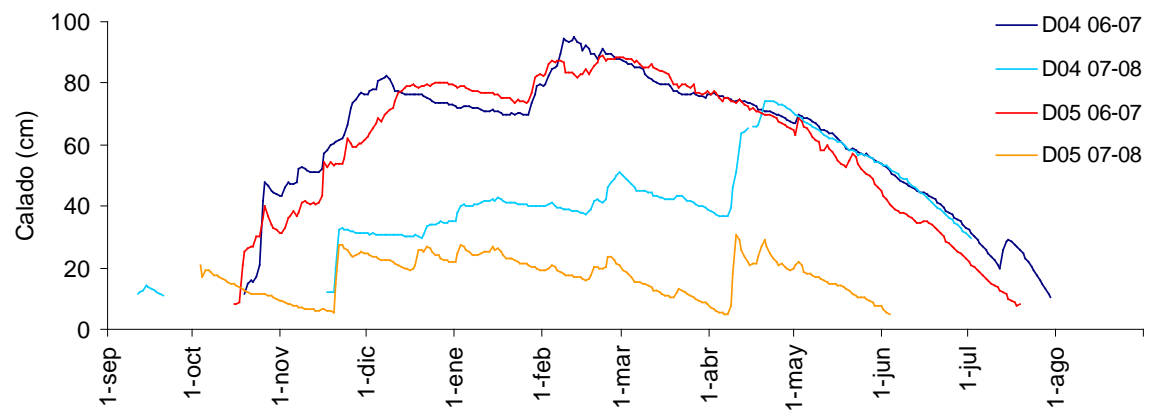


Figura 8.2. Evolución de la profundidad del agua durante los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008 en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido (D04 en la figura) y D05 L. Vetallengua (D05 en la figura).

### 8.3.2 Método de la Razón de Bowen-Balance de Energía (BREB)

El calor disponible en la superficie del agua de la marisma [primer miembro de la ecuación (8.1)] se estima a partir de los datos de radiación neta, temperatura del agua y del suelo a diferente profundidad según la metodología de capítulos anteriores. En ausencia de flujos de calor advectivos, esta energía se invierte en la evaporación y en el intercambio de calor sensible con la atmósfera [segundo miembro de la ecuación (8.1)], cuyo reparto se estima mediante la relación de Bowen [ $\beta$ , ecuación (8.2)].

$$R_N - S - G = \lambda E + H \quad (8.1)$$

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \quad (8.2)$$

La tasa de evaporación ( $E$ ,  $\text{m s}^{-1}$ ) se puede obtener dividiendo el flujo térmico  $\lambda E$  entre el calor latente de vaporización ( $L_V$ ,  $\text{J kg}^{-1}$ ) y la densidad del agua ( $\rho$ ,  $\text{kg m}^{-3}$ ). Tomando como valores de referencia  $L_V = 2.45 \text{ MJ kg}^{-1}$  (correspondiente a  $T_w = 20 \text{ °C}$ ) y  $\rho = 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  se puede realizar la siguiente transformación de flujo térmico  $\lambda E$  a tasa de evaporación  $E$  en las unidades más comúnmente utilizadas

$$E (\text{mm día}^{-1}) = 3.53 \times 10^{-2} \lambda E (\text{W m}^{-2}) \quad (8.3)$$

La Figura 8.3 muestra la convención de signos adoptada para los flujos térmicos que definen las ecuaciones (8.1) a (8.7).

En base a las relaciones flujo-gradiente o de transferencia turbulenta,  $H$  y  $\lambda E$  se expresan en la forma (Henderson-Sellers, 1986):

$$H = -\rho c_p K_H \frac{\partial T}{\partial z} \quad (8.4)$$

$$\lambda E = -\rho L_V K_V \frac{\partial q}{\partial z} \quad (8.5)$$

donde  $K_H$  y  $K_V$  son los coeficientes de difusión de calor y vapor de agua respectivamente. La humedad específica  $q$  se puede sustituir por la presión de vapor  $e$  mediante su relación con la presión atmosférica  $P$

$$q \approx 0.622e/P \quad (8.6)$$

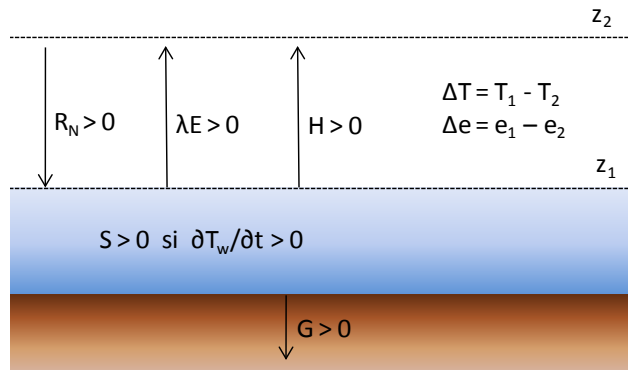


Figura 8.3. Flujos térmicos en la marisma de Doñana y convención de signos adoptada. RN=Radiación neta; λE=pérdida de calor por evaporación; H=pérdida de calor sensible hacia la atmósfera; S=calor acumulado en el agua; Tw=temperatura del agua; t=tiempo; G=pérdida de calor hacia el sedimento; ΔT=diferencia de temperatura; Δe=déficit de presión de vapor.

La razón de Bowen se obtiene de las ecuaciones (8.4) y (8.5), asumiendo igualdad de coeficientes de difusión de vapor de agua y calor. Como se calcula sobre una superficie de agua, se utiliza como medida inferior de los gradientes en altura la temperatura superficial de ésta y la correspondiente presión de vapor de saturación. Teniendo en cuenta las ecuaciones (8.4), (8.5) y (8.6),

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{T_{sw} - T_a}{e_{sw} - e_a} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (8.7)$$

siendo la constante psicrométrica ya definida  $\gamma = \frac{c_p P}{0.622 L_V}$ .

Para el cálculo de  $\gamma$  se determina  $P$  genéricamente en función de la altitud  $z$ , en msnm (Allen *et al.*, 1998)

$$P = 101.3 \left( \frac{293 - 0.0065 z}{293} \right)^{5.256} \quad (8.8)$$

En Doñana, a cota 0.91 msnm en las estaciones de Cerrado Garrido y Vetalengua,  $P = 101.29$  kPa y  $\gamma = 165$  kJ kPa °C<sup>-1</sup> L<sub>V</sub><sup>-1</sup>.

El calor latente de vaporización disminuye levemente con la temperatura del agua, ya que la separación inicial de las moléculas se incrementa con ella, y se calcula mediante la siguiente expresión (Henderson-Sellers, 1986)



$$L_V = 1.91846 \times 10^6 \left( \frac{T_w}{T_w - 33.91} \right)^2 \quad (8.9)$$

estando  $L_V$  expresado en  $J \text{ kg}^{-1}$  y  $T_w$  en K. Con todo lo anterior, de la combinación de las ecuaciones (8.1) y (8.2) se obtienen las expresiones del balance de energía para los flujos de calor latente y sensible [ecuaciones (8.10) y (8.11)], que se resuelven utilizando los datos de campo de radiación neta, temperatura del agua y del suelo a diferentes profundidades, humedad relativa ambiental y temperatura del aire. Con los sensores disponibles (Tabla 8.1), la temperatura superficial del agua se aproxima mediante la medida del sensor de temperatura del agua inundado más elevado, seleccionado con ayuda de los datos de nivel. Entre los sensores de temperatura existe una distancia vertical de 20 cm, que por tanto es la profundidad máxima de las medidas de temperatura superficial.

$$\lambda E = \frac{1}{1+\beta} (R_N - S - G) \quad (8.10)$$

$$H = \frac{\beta}{1+\beta} (R_N - S - G) \quad (8.11)$$

### 8.3.3 Consideraciones de fetch

El método BREB requiere una cierta homogeneidad espacial alrededor del punto de medida para asegurar que los sensores meteorológicos se encuentran situados dentro de la misma subcapa atmosférica en equilibrio con la superficie evaporante. En caso contrario, podrían registrar alteraciones causadas por discontinuidades en la dirección de procedencia del viento, como una transición tierra-agua. Tras esta discontinuidad, el aire cercano a la superficie se encuentra en adaptación a las nuevas condiciones de rugosidad y humedad, normalmente muy diferentes entre una masa de agua y el paisaje que la rodea. La distancia entre los sensores y esta discontinuidad en la dirección de procedencia del viento se conoce como *fetch*, y debe ser lo suficientemente grande como para que los sensores se encuentren dentro de la subcapa atmosférica de equilibrio. El grosor de esta subcapa aumenta con la distancia a la discontinuidad, por lo que la altura de los sensores también es relevante para evaluar la adecuación de las medidas. Como norma general, se considera válida una relación 100:1 entre la distancia a la discontinuidad y la posición de los sensores más altos sobre la superficie de agua. Sin embargo, algunos autores señalan que este valor está calculado para medidas de sistemas de covarianza turbulenta y que el método BREB es

menos sensible a este parámetro, por lo que se puede aplicar satisfactoriamente con ratios del orden de 20:1 cuando  $\theta$  es bajo, como ocurre sobre las superficies de agua (Heilman *et al.*, 1989).

En la marisma de Doñana la distancia desde un punto de medida a la discontinuidad tierra-agua depende del grado de inundación, debido a que la topografía es extremadamente plana y el área inundada varía mucho con la profundidad del agua. La Figura 8.4 muestra el contorno teórico del área inundada alrededor de las estaciones de medida utilizadas en función de la profundidad de agua. Las imágenes se han obtenido del análisis del modelo digital del terreno, por lo que no se trata de manchas reales de inundación sino de curvas de nivel topográficas a 0.25, 0.50 y 0.75 m sobre la altitud de la estación de medida. Inundaciones de mayor calado supondrían mejores ratios que los considerados. Teniendo en cuenta que los sensores están situados a una altura de unos 2 m sobre el sedimento, el rango de requerimientos de *fetch* varía con el calado y el criterio utilizado tal como muestra la Tabla 8.2.

Tabla 8.2. Requerimientos de fetch (m) en función del calado y el criterio considerado.

<i>Calado</i>	<i>Altura sensores</i>	<i>Fetch ratio 20:1</i>	<i>Fetch ratio 100:1</i>
0.25	1.75	35	175
0.50	1.50	30	150
0.75	1.25	25	125

Las condiciones más estrictas se cumplen en la estación D05 L. Vetaleña para el mínimo calado considerado en la Figura 8.4B, pero no así en D04 L. Cerrado Garrido (Figura 8.4A). Esta estación presenta la singularidad de estar situada próxima a un lucio de inundación controlada artificialmente, que ocupa aproximadamente el cuadrante N-E desde el punto de medida. El muro de contención de este lucio dista unos 35 m de la estación y se eleva sobre su base 1-2 m, lo que puede perturbar la intensidad y dirección de vientos procedentes de esta dirección. Sin embargo, este lucio generalmente no constituye estrictamente una discontinuidad tierra-agua debido a que se inunda artificialmente durante periodos más prolongados que la estación de medida para asegurar la permanencia de aves acuáticas. Además, análisis estadísticos previos de la frecuencia y dirección del viento (capítulo 5) indican en ambas estaciones una dominancia clara de las direcciones S-SW durante casi todo el año, especialmente en los meses cálidos que resultan de

mayor interés para el estudio de la evaporación. En todos los casos se cumplen las condiciones del criterio menos restrictivo de ratio 20:1.

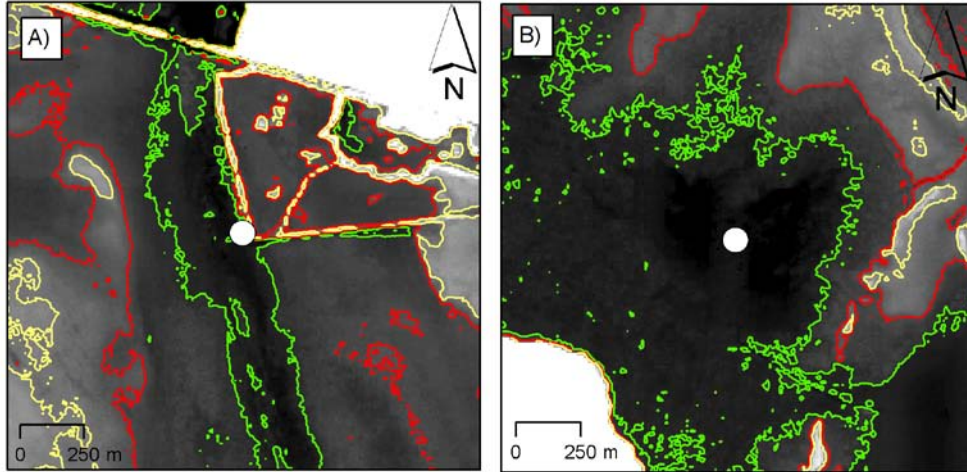


Figura 8.4. Contornos teóricos de inundación alrededor de las estaciones A) D04 L. Cerrado Garrido y B) D05 L. Vetallengua (círculos blancos) en función de la profundidad de agua. Línea verde: 25 cm de calado; línea roja: 50 cm de calado; línea amarilla: 75 cm de calado.

### 8.3.4 Validación de las estimaciones

Existe una limitación propia del método BREB cuando el valor de  $\beta$  se aproxima al valor de -1, ya que resulta en estimaciones de  $\lambda E$  y  $H$  con excesivos valores absolutos. En la práctica, generalmente se aplica un rango fijo de exclusión de  $\beta$  alrededor de este valor (e.g.,  $-1.25 < \beta < -0.75$ ) o se restringen las estimaciones a un horario determinado del día. Pérez *et al.* (1999), mediante el análisis numérico de errores asociados a  $\beta$ , propusieron un intervalo de exclusión alrededor de este valor  $[-1 \pm |\varepsilon|]$  que varía con la precisión de los sensores y la situación micrometeorológica ( $\Delta e$ ) del periodo de estimación. La amplitud del intervalo de invalidez de  $\beta$  alrededor del valor -1 se calcula mediante la expresión

$$\varepsilon = \left| \frac{\partial \beta}{\partial \Delta e} \right| \delta \Delta e + \left| \frac{\partial \beta}{\partial \Delta T} \right| \delta \Delta T = \frac{\delta \Delta e - \gamma \delta \Delta T}{\Delta e} \quad (8.12)$$

donde  $\delta \Delta e$  y  $\delta \Delta T$  son los errores asociados al cálculo de los gradientes de presión de vapor y temperatura, respectivamente.

En condiciones medias ( $T_a = 20\text{ °C}$  y  $HR = 50\%$ ) y con la instrumentación disponible, se evalúa la ecuación (8.12) en Doñana como  $\varepsilon = 0.086/\Delta e$ .

Además hay otras situaciones en las que es común obtener estimaciones erróneas con esta metodología, como momentos cercanos al amanecer o atardecer, cuando los flujos térmicos cambian de signo; durante periodos de lluvia, con valores de  $\Delta e$  mínimos; y con bajos valores de energía disponible,  $R_N - S - G$  (Perez *et al.*, 1999). Con el fin de sistematizar la validación de los resultados, los mismos autores identificaron unas premisas que deben cumplir los flujos térmicos en ausencia de advección de calor, de manera que las relaciones flujo-gradiente sean coherentes. Así se definen 4 tipos de errores que dan como resultado estimaciones incorrectas de  $\lambda E$  y  $H$  por el método BREB. Se basan en la siguiente relación, deducida de las ecuaciones (8.2), (8.7) y (8.10)

$$\frac{\Delta e}{\lambda E} = \gamma \frac{\Delta T}{H} = \frac{\Delta e + \gamma \Delta T}{R_N - S - G} > 0 \quad (8.13)$$

Según la convención de signos adoptada (Figura 8.3), los flujos de calor latente y sensible tienen el mismo signo que  $\Delta e$  y  $\Delta T$ , respectivamente, por lo que la expresión (8.13) debe ser siempre de signo positivo. Esto da lugar a una serie de limitaciones en la dirección de los flujos térmicos expuestas en la Tabla 8.3.

Tabla 8.3. Condiciones que deben cumplir las estimaciones del método BREB (Perez *et al.*, 1999).

<i>Calor disponible</i> <i>(<math>R_N - S - G</math>)</i>	$\Delta e$	$\beta$	$\lambda E$ y $H$
> 0	> 0	> -1	$\lambda E > 0$ y $H \leq 0$ para $-1 < \beta \leq 0$ o $H > 0$ para $\beta > 0$
> 0	< 0	< -1	$\lambda E < 0$ y $H > 0$
< 0	> 0	< -1	$\lambda E > 0$ y $H < 0$
< 0	< 0	> -1	$\lambda E < 0$ y $H \geq 0$ para $-1 < \beta \leq 0$ o $H < 0$ para $\beta > 0$

Tomando como referencia la Tabla 8.3 y el intervalo de invalidez definido con la ecuación (8.12), se aplican a las estimaciones obtenidas los 5 supuestos de invalidez de  $\beta$  descritos en la Tabla 8.4. Se excluyen estas estimaciones de la interpretación de resultados, así como las de otros métodos en los mismos periodos en caso de realizar comparaciones.

Tabla 8.4. Supuestos de invalidez del método BREB.

<i>Tipo de error</i>	<i>Condición</i>
A	$R_N - S - G > 0, \Delta e > 0$ y $\beta < -1 -  \varepsilon $
B	$R_N - S - G > 0, \Delta e < 0$ y $\beta > -1 +  \varepsilon $
C	$R_N - S - G < 0, \Delta e > 0$ y $\beta > -1 +  \varepsilon $
D	$R_N - S - G < 0, \Delta e < 0$ y $\beta < -1 -  \varepsilon $
Intervalo de exclusión	$[-1 \pm  \varepsilon ]$

### 8.3.5 Modelos alternativos de estimación de $\lambda E$

La Tabla 8.5 contiene los métodos alternativos de estimación que se comparan con BREB. Como referencia de ecuación de método combinado se aplica la formulación de Penman, tal como la recoge Shuttleworth (1993), con una función del viento calibrada y para medidas meteorológicas a una altura estándar de 2 m. Entre las ecuaciones empíricas se selecciona la de Priestley-Taylor (1972), considerada la más utilizada de su categoría según la revisión de metodologías de estimación de evapotranspiración en humedales realizada por Drexler *et al.* (2008). Para aplicar ambas al caso de la marisma de Doñana, se incluyen los términos de calor acumulado en agua y sedimento ( $S$  y  $G$ , respectivamente) en el factor de energía disponible ( $R_N - S - G$ ).

Las ecuaciones de tipo aerodinámico o de transferencia de masa ofrecen la posibilidad de realizar estimaciones independientes al balance térmico, por ejemplo, en caso de falta de información de campo, por lo que se ha hecho una selección más amplia. Las fórmulas de Sill y de Ryan-Harleman fueron recomendadas por Henderson-Sellers (1986) en su revisión de metodologías aplicables al balance térmico sobre masas de agua. Estos modelos tienen en cuenta la posibilidad de liberación de vapor de agua desde la superficie por convección libre en situaciones de atmósfera inestable además de la forzada por acción del viento, considerando la situación de inestabilidad cuando la superficie del agua se encuentra más caliente que el aire sobre ella. Como valor del coeficiente de arrastre ejercido por el viento ( $C_D$ ) se utiliza la constante  $1 \times 10^{-3}$ , recomendado por Fischer *et al.* (1979) en aguas hasta 2.5 m de profundidad debido a la ausencia de generación de grandes olas (en aguas más profundas, la generación de olas hace incrementar este valor de manera directamente proporcional a la velocidad del viento). La fórmula de Thorthwaite-Holfman es la referencia proporcionada por Chow (1994) de estimación de transporte de vapor con medidas

meteorológicas a una sola altura sobre la superficie. Asume velocidad del viento nula y aire saturado de humedad a una altura de rugosidad  $z_0$  y un perfil logarítmico del viento sobre la superficie. El método de deBruin se podría considerar perteneciente al primer grupo pero se incluye en el de transferencia de masa por no requerir la estimación del balance térmico, término eliminado gracias a la combinación de las expresiones de Penman y Priestley-Taylor. Por último, MT1 y MT2 son dos expresiones empíricas en función de la velocidad del viento medida ajustadas por mínimos cuadrados a los resultados del método BREB.

El periodo seleccionado para realizar la comparación entre los modelos de estimación de  $\lambda E$  es del 18 al 27 de junio de 2007, por los buenos resultados de la validación del método BREB. El número total de estimaciones utilizadas es 1373, con una disponibilidad media diaria de estimaciones válidas ( $\pm$ desviación típica) de 95.35( $\pm$ 4.04)%.

Tabla 8.5. Modelos alternativos de estimación de  $\lambda E$  (W m<sup>-2</sup>).

Método	Abrev.	Formulación	Referencia
<i>Basados en el balance térmico</i>			
Penman	PE	$\lambda E = \frac{s}{s + \gamma} (R_N - S - G) + \frac{\gamma}{s + \gamma} (74.4 + 39.92 U_2) \Delta e$	Shuttleworth (1992)
Priestley-Taylor	PT	$\lambda E = \alpha \frac{s}{s + \gamma} (R_N - S - G)$	Drexler (2004)
<i>Métodos aerodinámicos o de transferencia de masa</i>			
Sill	SI	$\lambda E = L_V \rho_w [1.15 \times 10^{-6} C_D U_2 (1 + a c_r) \Delta e]$ donde $a = 0.73 c_r$ $c_r \leq 1.37$ $a = 1$ $c_r > 1.37$ $c_r = \frac{0.0017 \Delta T^{1/3}}{C_D U_2}$ $c_r = 0$ si $T_{sw} < T_a$	Henderson-Sellers (1986)
Ryan-Harleman	RY	$\lambda E = [r_1 (\Delta \theta)^{1/3} + r_2 U_2] \Delta e$ donde $r_1 = 2.7 \text{ W m}^{-2} \text{ hPa}^{-1} \text{ K}^{-1/3} (=0 \text{ si } \theta_w < \theta_a)$ $r_2 = 3.2 \text{ W m}^{-2} \text{ hPa}^{-1} (\text{m s}^{-1})^{-1}$ $\theta = \frac{T}{1 - (0.378e/p)}$	Henderson-Sellers (1986)
deBruin	DB	$\lambda E = \left( \frac{\alpha}{\alpha - 1} \right) \left( \frac{\gamma}{s + \gamma} \right) (2.9 + 2.1 U_2) (e_{sa} - e_a)$	deBruin (1978)
Thornthwaite-Holmann	TH	$\lambda E = f(U_2) (e_{sa} - e_a)$ donde $f(U_2) = \frac{6.22 \times 10^{-2} k^2 \rho_a U_2 L_v}{p \left[ \ln \frac{z}{z_0} \right]^2}$	Chow (1994)
Empírico 1	MT1	$\lambda E = f(U_2) \Delta e$ donde $f(U_2) = b U_2$	-
Empírico 2	MT2	$\lambda E = f(U_2) \Delta e$ donde $f(U_2) = a + b U_2$	-

Variables (sufijos: a=aire; w=superficie del agua):

a, b = constantes empíricas ajustadas localmente en los modelos MT1 y MT2

$C_D$  = coeficiente de arrastre del viento, adimensional ( $1 \times 10^{-3}$ )

e = presión de vapor real (hPa)

$e_s$  = presión de vapor de saturación (hPa)

k = cte. Von Karman, adimensional (0.4)

$L_v$  = calor latente de vaporización del agua ( $\text{J kg}^{-1}$ )

p = presión atmosférica (hPa)

s = gradiente de la curva de presión de saturación del vapor con respecto a  $T_a$  ( $\text{hPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )

T = temperatura ( $^\circ\text{C}$ )

$U_2$  = velocidad del viento a 2 m de altura sobre la superficie ( $\text{m s}^{-1}$ )

z = 2 m

$z_0$  = altura de rugosidad ( $3 \times 10^{-4}$  m)

$\alpha = 1.26$  (coeficiente empírico de Priestley-Taylor, adimensional)

$\gamma$  = constante psicrométrica ( $\text{hPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )

$\Delta \theta$  = Diferencia de temperaturas virtuales entre la superficie del agua y el aire ( $^\circ\text{C}$ )

$\Delta e = e_{sw} - e_a$  (hPa)

$\Delta T = T_{sw} - T_a$  ( $^\circ\text{C}$ )

$\rho_a$  = densidad del aire ( $1.19 \text{ kg m}^{-3}$  para  $T_a = 25^\circ\text{C}$ )

$\rho_w$  = densidad del agua ( $1000 \text{ kg m}^{-3}$ )

### 8.3.6 Índices estadísticos de evaluación

Siguiendo las recomendaciones de Willmott (1982) sobre evaluación del comportamiento de modelos de estimación, se obtienen tanto “medidas resumen” como “medidas de diferencias” para la comparación de los modelos alternativos de estimación de  $\lambda E$  con el de referencia (BREB). Del primer tipo se obtienen los promedios de estimaciones del modelo de referencia ( $\bar{R}$ ), de los alternativos ( $\bar{A}$ ), sus respectivas desviaciones estándar ( $s_r$  y  $s_a$ ), la constante  $a$  y pendiente  $b$  de la regresión por mínimos cuadrados  $\hat{A}_i = a + bR_i$ .

Como medidas de diferencias se comparan los resultados obtenidos con modelos alternativos ( $A_i$ ) y los del método de referencia ( $R_i$ ) mediante el error medio ( $EM$ ), la raíz de error cuadrático medio, sus componentes sistemática y asistemática ( $RMSE$ ,  $RMSE_s$  y  $RMSE_a$ , respectivamente) y el índice de ajuste ( $IOA$ , *index of agreement*), según las expresiones

$$EM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (A_i - R_i) \quad (8.14)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (A_i - R_i)^2} \quad (8.15)$$

$$RMSE_s = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\hat{A}_i - R_i)^2} \quad (8.16)$$

$$RMSE_a = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (A_i - \hat{A}_i)^2} \quad (8.17)$$

$$IOA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (A_i - R_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|A_i - \bar{R}| + |R_i - \bar{R}|)^2}, \quad 0 \leq IOA \leq 1 \quad (8.18)$$

$RMSE$  proporciona una estimación de la diferencia media entre los resultados de los modelos, pero no aporta información sobre su naturaleza ni valor relativo. Las componentes sistemática y no sistemática describen mejor su origen, y se expresan en adelante como proporción del total  $RMSE_s + RMSE_a$ . En un buen modelo, la componente  $RMSE_s$  se considera que debe ser menor que  $RMSE_a$ . La componente asistemática se puede interpretar como la precisión potencial, mientras que el ajuste del modelo tiene como objetivo minimizar  $RMSE_s$ .



El índice de ajuste varía entre 0 y 1 donde 1 representa la situación de perfecto ajuste. Es una medida de evaluación que, a diferencia de los índices de correlación, tiene en cuenta las diferencias entre medias y varianzas de las observaciones y predicciones.

### 8.3.7 Análisis de las curvas de vaciado de la marisma

Es conocido en Doñana que la evaporación es la principal salida de agua durante el vaciado de la marisma. Además, la cota de la lámina de agua en diferentes puntos de medida y en diferentes años hidrológicos presenta un ritmo de agotamiento similar con independencia de la cota de partida, en especial por encima de una determinada cota situada aproximadamente a 1.3 msnm (Figura 8.5). Este valor coincide, según la clasificación altimétrica realizada por Mintegui *et al.* (2004), con el límite superior de los principales lucios y caños de la marisma. Bajo esta cota, la marisma se encuentra desconectada y las diferentes masas de agua se comportan en su vaciado final de forma independiente, de acuerdo a la topografía local y a las condiciones hidrometeorológicas de cada periodo.

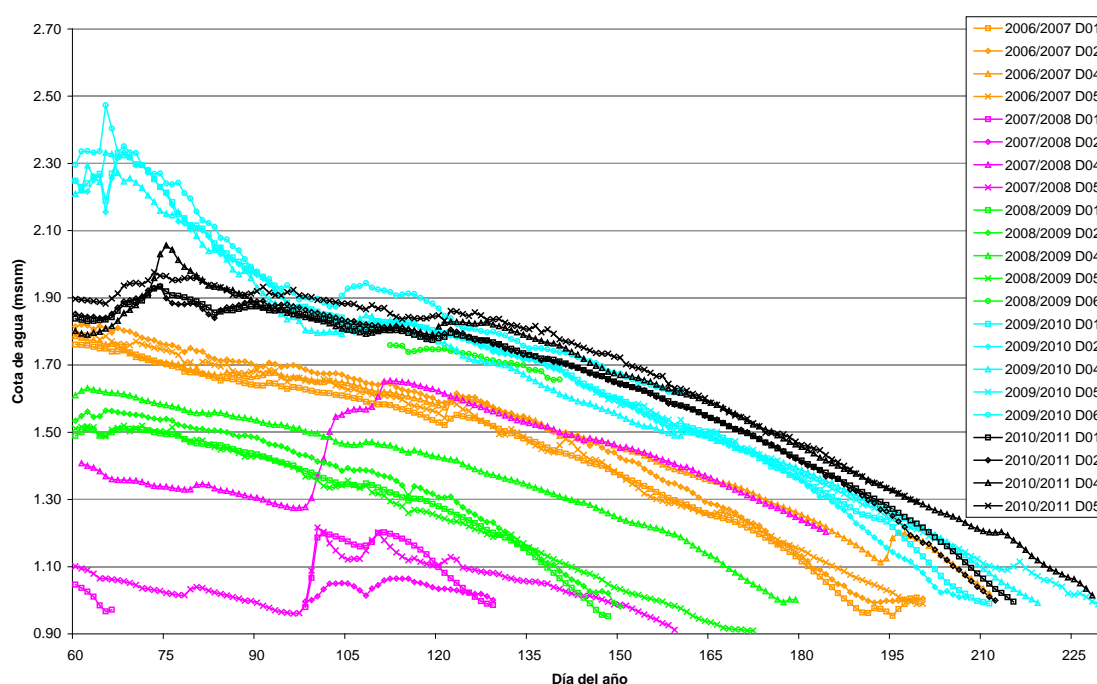


Figura 8.5. Evolución temporal de la cota de agua a partir del mes de marzo durante los periodos de vaciado de los años hidrológicos 2006/2007 a 2010/2011 en las estaciones Flumen: D01 L. Travieso; D02 L. Ánsares; D04 L. Cerrado Garrido; D05 L. Vetalegua; D06 C. Resolimán.

Con el objetivo de evaluar y describir el grado de homogeneidad de estos procesos de vaciado en relación con la evaporación, las series de la figura anterior con cotas superiores a 1.3 msnm se filtran y agrupan en el eje de ordenadas. En primer lugar, se eliminan manualmente los ascensos de nivel debidos a lluvias y/o entrada de caudales superficiales, con lo que cada serie resultante puede comenzar un día diferente del año y estar compuesta por varios tramos de datos. Cuando se eliminan periodos de corta duración (igual o inferior a cinco días) situados en medio de una serie, la cota de agua correspondiente al intervalo eliminado se extrapola a partir del descenso observado durante el periodo de la misma duración inmediatamente anterior, y se ajusta la ordenada de origen del tramo posterior a la última cota estimada. Seguidamente, se descartan aquellas series de datos de duración inferior a 30 días. Por último, las series de vaciado superiores a 30 días correspondientes a diferentes años y estaciones se agrupan estableciendo un origen arbitrario común en el eje de ordenadas, coincidente con el polinomio que describe el descenso de cota de la estación D01 L. Travieso durante el periodo de vaciado de 2006/2007.

La Figura 8.6A muestra la transformación de la serie de cota de agua de la estación D01 L. Travieso (2006/2007), en la que primero se ha estimado la cota de un periodo inferior a cinco días y después se ha ajustado el polinomio de referencia con origen arbitrario en el eje de ordenadas. La cota inicial de todas las restantes series de vaciado se traslada al valor correspondiente para el mismo día del año en este polinomio, resultando el agrupamiento que muestra la Figura 8.6B. Las series de esta figura tienen una duración media de 60 días, con mínimo y máximo de 32 y 114 días, respectivamente. Se trata de 18 series de vaciado que pertenecen a un total de cinco puntos de medida, cinco años hidrológicos y contienen 1325 datos diarios. En el apartado 8.4.7 se analiza este agrupamiento conjuntamente, así como el vaciado final medido en cada estación por debajo de la cota de agua de 1.3 msnm.

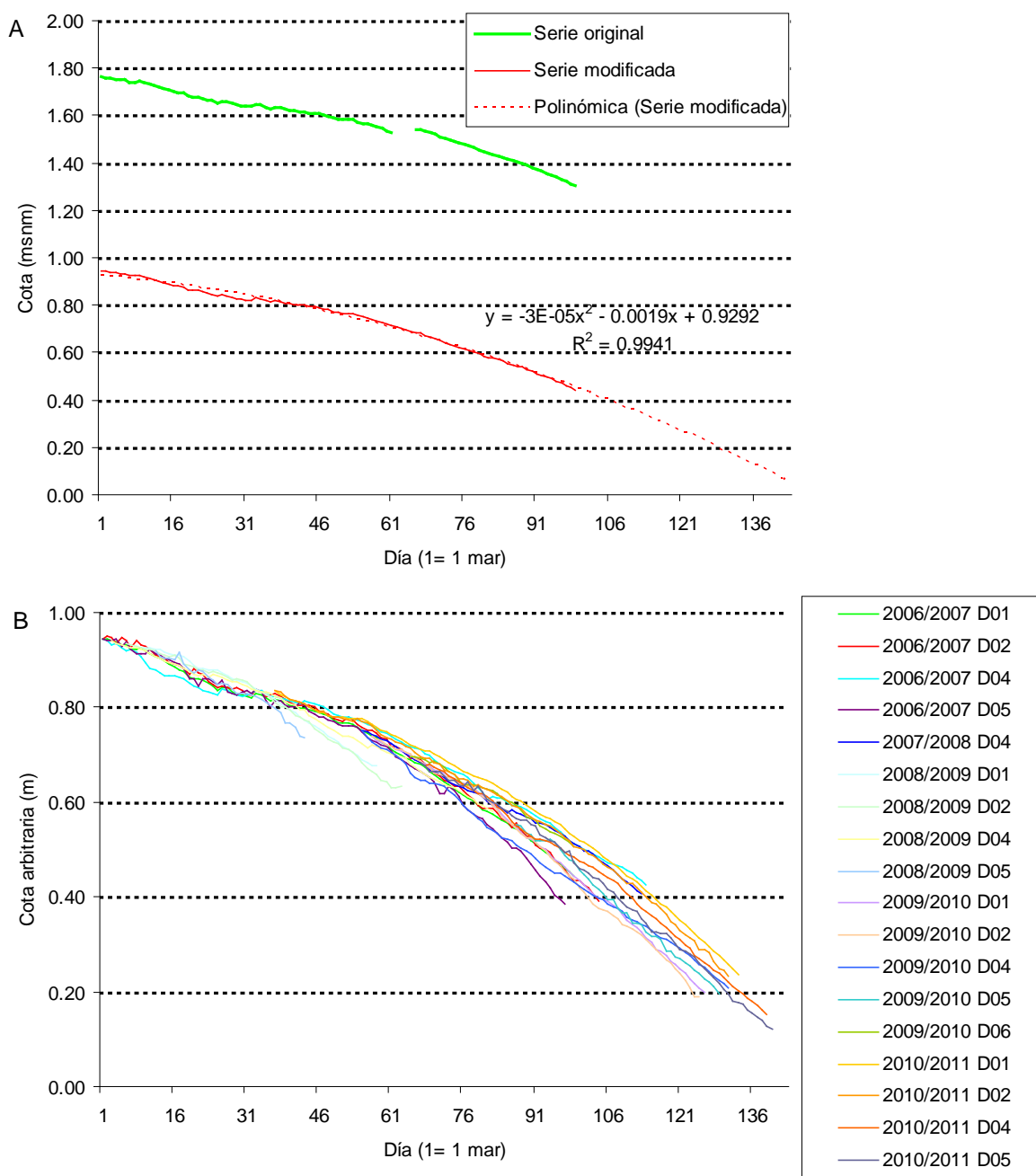


Figura 8.6. A: Transformación de la serie de vaciado de la estación D01 L. Travieso del año 2006/2007 y obtención del polinomio de referencia. B: Agrupamiento del resto de series de vaciado.

### **8.3.8 Estimación de la tasa de evaporación en masas de agua aisladas mediante el tratamiento de imágenes de teledetección**

Imágenes periódicas de radar del sensor ASAR instalado en el satélite Envisat han sido utilizadas en la marisma de Doñana para estudiar, con ayuda de diversa información de campo, la retrodispersión de diferentes tipos de cubiertas en función del estado de inundación (Marti-Cardona *et al.*, 2010). Esta caracterización permite generar mapas de inundación de la marisma a partir de las imágenes radar, que han sido utilizados para la calibración del arrastre ejercido por el viento sobre el agua y la estimación de pérdidas por infiltración o evaporación (Ramos *et al.*, 2009).

Las imágenes radar permiten identificar masas de agua aisladas en la marisma para el estudio de pérdidas por evaporación. Con ayuda del modelo digital del terreno de la marisma y los mapas de inundación, es posible cuantificar el volumen de agua evaporado entre dos imágenes sucesivas en ausencia de precipitaciones y compararlo con los resultados de estimación de la evaporación mediante otras metodologías.

Dos imágenes disponibles del vaciado del año hidrológico 2006/2007, tomadas los días 20 y 30 de junio de 2007, muestran la regresión del lucio aislado de Membrillo, próximo a la estación D05 L. Vetallengua, en la que se dispone de datos de campo hidrometeorológicos. Durante este periodo no se producen precipitaciones, por lo que resulta adecuado para la comparación de estimaciones de evaporación mediante el tratamiento de imágenes de teledetección, el método BREB y la disminución de la profundidad de agua observada en la estación de medida.

Debido al arrastre ejercido por el viento, la superficie del agua en la marisma no es completamente horizontal y los límites reales de las áreas inundadas no coinciden con las curvas de nivel del terreno. Para estimar las pérdidas por evaporación mediante el cálculo de volumen de agua evaporada a partir de contornos de inundación reales obtenidos de imágenes de teledetección radar, es necesario estimar una superficie tridimensional de agua. Para ello, se proyectan los contornos de inundación observados sobre el modelo de elevaciones, obteniendo límites tridimensionales de inundación. A continuación, se interpola la cota de la superficie de agua por medio de una malla triangulada irregular (TIN), que pasa exactamente por las líneas que definen el contorno de inundación. La tasa diaria media de evaporación ( $\text{mm día}^{-1}$ ) se obtiene como la diferencia media de cota de agua en las áreas que permanecen inundadas en las dos

imágenes radar, dividida por el intervalo temporal entre ellas. Este análisis se realiza con ayuda del sistema de información geográfica ArcGIS 9.2, con una discretización espacial de 10x10 m.

Una metodología alternativa que se ha descartado es dividir el volumen total de agua evaporado entre el área inundada, pero para ello sería necesario estimar un área de inundación en la que distribuir las pérdidas absolutas de agua. Debido a la topografía extremadamente plana de la marisma, la extensión de la inundación varía mucho con pequeñas variaciones de profundidad de agua e incluso por acción del viento. Además, la masa inicial de inundación observada se fragmenta por efecto de la evaporación, lo cual dificulta la obtención de una relación fiable entre cota de agua y área inundada a partir del modelo digital del terreno.

## **8.4 Resultados y discusión**

### **8.4.1 Condiciones micrometeorológicas**

La Figura 8.7 muestra los patrones medios horarios y mensuales de variables micrometeorológicas de interés para la estimación de los flujos térmicos de evaporación y calor sensible hacia la atmósfera durante el periodo de inundación 2006/2007 en la estación D04 L. Cerrado Garrido. En ella, los meses de inicio y final de la inundación contienen sólo promedios de los días con presencia de agua.

La diferencia de temperatura entre agua y aire (Figura 8.7A) indica el sentido del flujo de calor sensible en su interfase, ya que según la convención de signos adoptada ambos tienen el mismo signo (Figura 8.3). La diferencia de temperatura sigue un claro patrón diario a lo largo de todo el año con valores positivos (agua más caliente que aire) durante la tarde-noche y madrugada, y valores negativos (agua más fría que aire) entre las 6 y las 18 h. La duración e intensidad de esta diferencia varía a lo largo del ciclo de inundación, con una intensificación de la diferencia de temperatura diurna en la primera mitad del periodo de inundación, entre los meses de octubre y febrero, y de la diferencia de temperatura nocturna en la segunda mitad, de marzo a julio.

En el déficit de presión de vapor (Figura 8.7B) se diferencian también claramente las mismas dos épocas. Hasta febrero se registran los valores más bajos de esta variable y no se aprecian variaciones importantes a lo largo del día. A partir de marzo y con intensidad creciente a medida

que finaliza el periodo de inundación, el déficit de presión de vapor aumenta después del mediodía, siendo máximo entre las 13 y las 15 h durante el mes de julio.

Los patrones de viento (Figura 8.7C), aunque aquí reflejan intensidad pero no dirección, muestran la generación de brisa marina debido a la localización litoral de la marisma. Las horas nocturnas se caracterizan por la calma y suaves vientos tierra-mar (NE). Tras el calentamiento diurno de la superficie, se generan vientos de dirección contraria (SW) de mayor intensidad y progresivamente más fuertes y retardados a medida que se acerca el verano por la evolución análoga de la radiación solar, que provoca el calentamiento diferencial de tierra y mar que genera este fenómeno. Las excepcionales intensidades obtenidas en el mes de febrero se deben a la sucesión de varios episodios de fuertes vientos y lluvia.

La energía térmica disponible en la superficie del agua (Figura 8.7D) equivale al balance de radiación neta menos el calor acumulado en agua y suelo, representando la cantidad de calor disponible para los flujos térmicos de intercambio de calor sensible y latente con la atmósfera. Según la convención de signos adoptada (Figura 8.3), los valores negativos de energía disponible suponen un aporte de calor al agua por medio de la combinación de los flujos  $H$  y  $\lambda E$ , y los valores positivos significan un consumo neto de calor por su parte. Los menores valores de calor disponible, de signo negativo, coinciden en gran medida con los valores más negativos de  $\Delta T$ , por lo que es de esperar una entrada de calor sensible desde el aire hacia el agua en las tardes de la primera mitad del año hidrológico y las mañanas de verano. Valores máximos de  $R_N-S-G$  se generan a mediodía en primavera y por la tarde en verano, coincidiendo estos últimos con altos déficits de presión de vapor y velocidades del viento, todos impulsores de la evaporación.

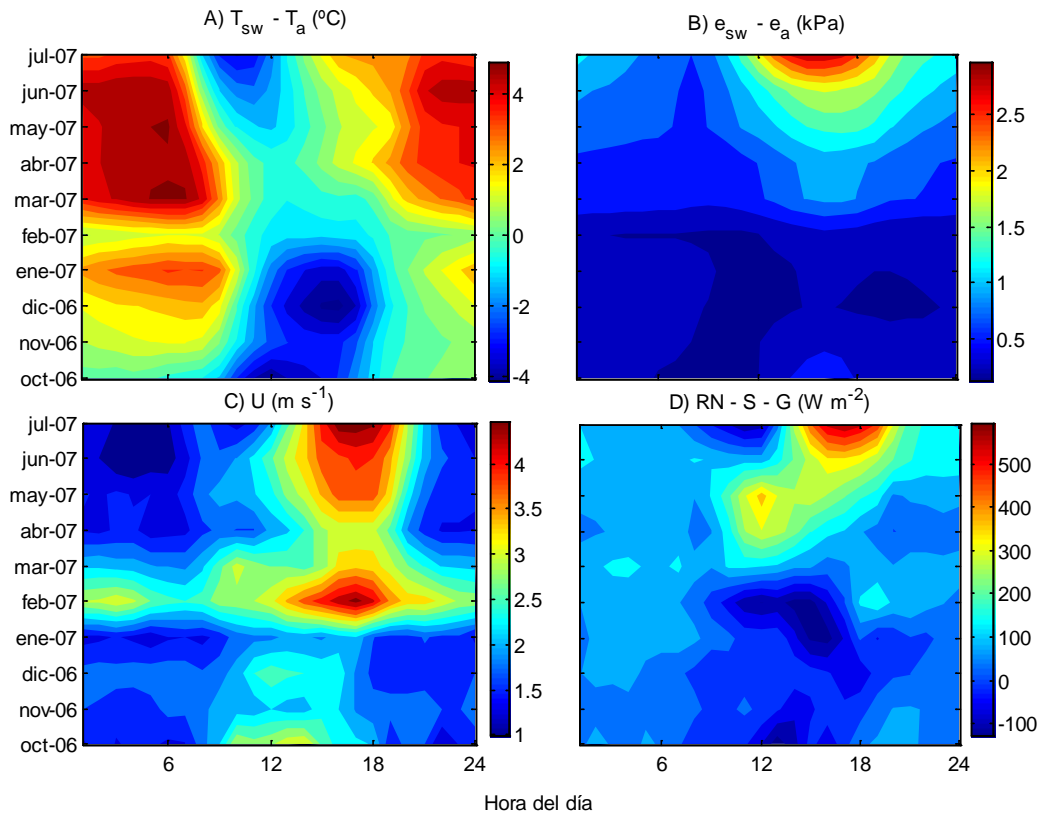


Figura 8.7. Patrones medios horarios y mensuales de variables micrometeorológicas en la estación D04 L. Cerrado Garrido durante el periodo de inundación 2006-2007.

#### 8.4.2 Validación del método BREB

Aplicando los criterios definidos en la Tabla 8.4 al periodo de inundación 2006/2007 en la estación D04 L. Cerrado Garrido (días 22/10/2006 a 23/07/2007), se rechaza en total el 23.14% de las estimaciones de  $\beta$ , siendo la causa más frecuente el error de tipo C. Este porcentaje es bajo en comparación con los estudios de Pérez *et al.* (1999) y Guo *et al.* (2007), que rechazaron entre el 40 y el 76% de sus estimaciones, aunque Guo (2007) incluyó una fase adicional de validación que aquí no se realiza.

La distribución mensual de los errores (Figura 8.8) muestra que el intervalo de exclusión y los de tipo A y B afectan casi exclusivamente a los meses de octubre a febrero. Durante esa época se concentra la gran mayoría de días de lluvia, en los que se produce  $\Delta e \approx 0$  y los máximos rangos de exclusión de  $\beta$  [ecuación (8.12)]. Además, durante estos meses las condiciones meteorológicas

propician la aparición frecuente de valores de  $\beta$  cercanos a -1 durante las horas diurnas, cuando  $\Delta e \approx 0$  y  $\Delta T \ll 0$  °C (Figura 8.9). En estas condiciones, si  $\Delta e$  es aún más bajo pero todavía positivo, se producen los errores de tipo A. Los errores de tipo B se asocian a periodos de precipitación y mínimos valores de energía disponible ( $R_N-S-G$ ). Los tipo C son los más frecuentes de todos y generalizados a lo largo del año, y se producen diariamente alrededor de periodos de cambio de signo de la energía disponible ( $Rn-S-G$ ) y de  $\Delta T$ . En la Figura 8.9 se pueden observar dos situaciones típicas de la primera y la segunda mitad del periodo de inundación, con la evolución diurna de los fallos del método BREB.

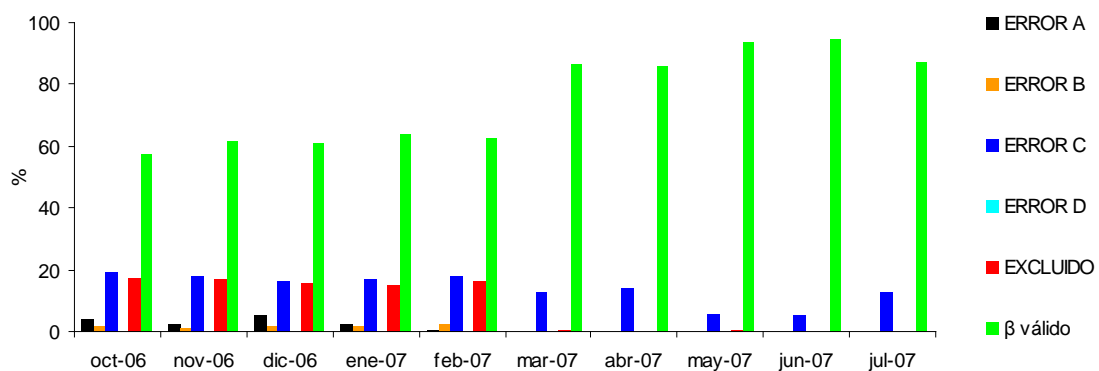


Figura 8.8. Distribución mensual de errores en el método BREB en la estación D04 L. Cerrado Garrido durante el periodo de inundación 22/10/2006 – 23/07/2007 (definición de los errores en Tabla 8.4).

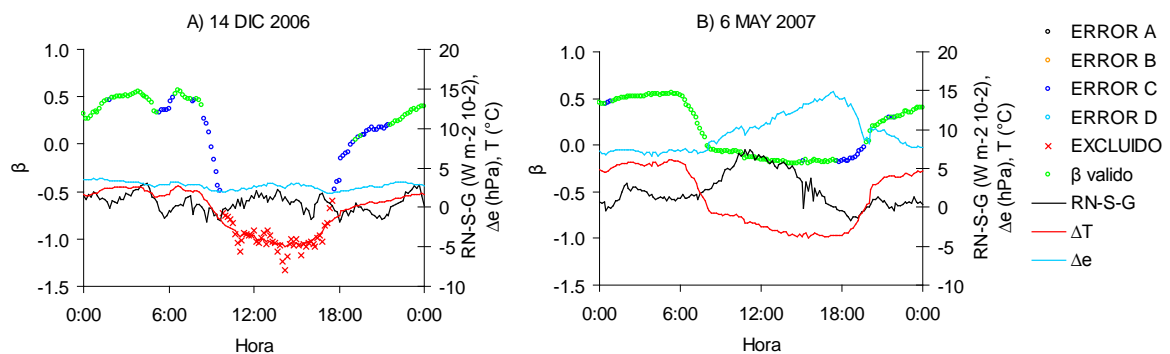


Figura 8.9. Situación micrometeorológica y distribución típica diaria de errores en el método BREB en la estación D04 L. Cerrado Garrido durante la primera (A) y la segunda (B) mitad del año hidrológico 2006/2007 (definición de errores en la Tabla 8.4).



Los errores en el método se producen frecuentemente en los mismos intervalos horarios que muestra la Figura 8.9. Para obtener evoluciones diarias medias de  $H$  y  $\lambda E$  en las que el número de estimaciones a lo largo del día sea homogéneo, se seleccionan aquellos días en los que el porcentaje de estimaciones válidas es igual o mayor que 80. La Figura 8.10 muestra el número de días que cumplen este requisito a lo largo del periodo de estudio. Debido a los bajos valores de energía disponible y sobre todo a los mínimos déficits de presión de vapor que extienden el intervalo de exclusión de  $\beta$  [Figura 8.7B y ecuación (8.12)], se encuentran escasos días que satisfagan este criterio entre los meses de octubre y febrero. Por tanto, la representatividad de los patrones resultantes de  $\lambda E$  y  $H$  será menor en estos meses, aunque también lo es su relevancia en términos de calor invertido (Figura 8.7D).

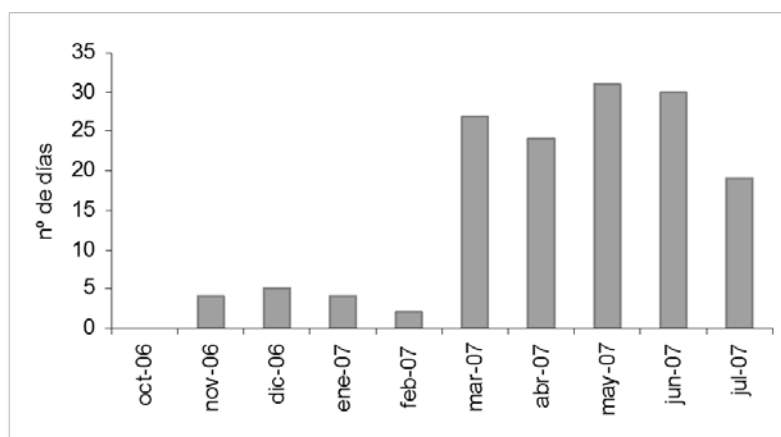


Figura 8.10. Número de días por mes con un mínimo del 80% de estimaciones válidas de  $\lambda E$  y  $H$  por el método BREB en D04 L. Cerrado Garrido durante el periodo de inundación 25/10/2006 - 23/07/2007.

### 8.4.3 Discurso medio diario de $\lambda E$ y $H$

La razón de Bowen ( $\beta$ ) representada en la Figura 8.11A resume las tendencias medias horarias y mensuales de la diferencia de temperatura entre el agua y el aire y del déficit de presión de vapor de la Figura 8.7. Como  $\Delta e$  siempre es de signo positivo,  $\beta$  es negativo sólo cuando la diferencia de temperaturas lo es también, esto es, en las mañanas de verano, alrededor del mediodía en primavera y por la tarde en invierno. Durante la noche, su signo siempre es positivo, estando el agua más caliente que el aire con una diferencia de temperatura creciente de principio a fin del periodo de inundación (cf. Figura 8.7A). Debido a los bajos valores de déficit de presión de vapor

hasta el mes de febrero,  $\beta$  alcanza mayores valores absolutos en la primera mitad del periodo de inundación. Esto aporta información sobre la magnitud relativa del intercambio de calor sensible con respecto al calor latente. En términos medios horarios, la magnitud del calor sensible siempre es menor que la del latente (el valor absoluto de  $\beta$  es menor que 1), ocurriendo su máximo relativo en la madrugada de los meses fríos (diciembre y enero), cuando la magnitud del calor sensible que cede el agua al aire equivale a un 60-80% del calor invertido en la escasa evaporación que se produce. Sin embargo, el 87% del tiempo, en términos medios horarios mensuales,  $H$  representan menos de la mitad de la magnitud de  $\lambda E$ .

En general, el calor sensible intercambiado con la atmósfera supone una leve pérdida de calor para el agua. El 77% de los valores medios horarios del periodo de inundación estudiado son positivos (Figura 8.11C), y de ellos sólo el 12% superan los  $50 \text{ W m}^{-2}$ . Son más intensas y concentradas temporalmente las cesiones de calor del aire al agua, que ocurren con mayor frecuencia e intensidad entre las 9 y las 15 h. Los mayores valores de transmisión de calor del aire al agua se producen en los meses de noviembre, diciembre y febrero en horas diurnas, cuando el déficit de temperatura es más fuerte (cf. Figura 8.7A).

El flujo térmico de evaporación (Figura 8.11B) siempre supone una pérdida de calor para el agua en términos medios horarios y mensuales ( $\lambda E > 0$ ) y es de menor relevancia desde el inicio de la inundación hasta el mes de febrero. Debido a los bajos valores absolutos de  $\beta$  entre marzo y julio, la evolución de  $\lambda E$  resulta muy similar a la de la energía disponible [Figura 8.7D y ecuación (8.10)]. Los meses de primavera se alcanzan las mayores pérdidas entre las 10 y las 14 h. Este patrón se corresponde con el de la energía disponible pero no con los de forzamiento atmosférico (velocidad del viento y déficit de presión de vapor), por lo que el primero debe ser el impulsor dominante del proceso de evaporación. Hacia el final del periodo de inundación, en los meses de junio y julio, tanto la energía disponible como los componentes de forzamiento atmosférico coinciden para dar lugar a los máximos valores de pérdida de calor por evaporación, concentrados entre las 14 y las 18 h. El máximo medio horario de  $\lambda E$  se obtiene el mes de julio a las 16 h con un valor de  $617 \text{ W m}^{-2}$ , que equivaldría, en términos instantáneos, a una tasa de evaporación de  $21 \text{ mm día}^{-1}$ .

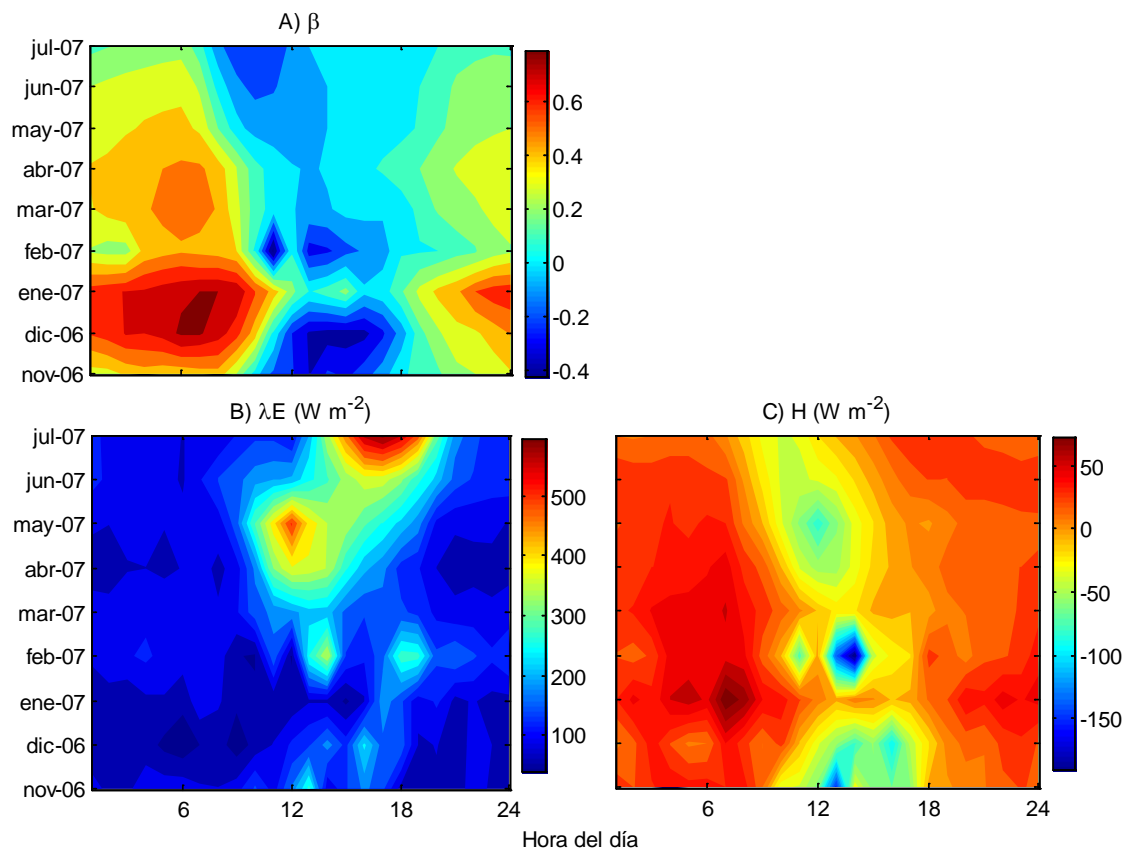


Figura 8.11. Patrones medios horarios y mensuales del ratio de Bowen (A), flujo térmico de evaporación (B) y de calor sensible intercambiado con la atmósfera (C) en la estación D04 L. Cerrado Garrido durante el periodo de inundación 2006/2007.

#### 8.4.4 Evaluación y ajuste de modelos alternativos de estimación de $\lambda E$

##### 8.4.4.1 Comportamiento de los modelos

La Tabla 8.6 recoge los estadísticos de evaluación de los modelos de estimación de  $\lambda E$  alternativos al método BREB, tomando este último como referencia. Las funciones aplicadas a la velocidad del viento en los modelos MT1 y MT2 son, respectivamente:

$$f(U_2) = 4.56 U_2 \quad (8.19)$$

$$f(U_2) = 10.59 + 1.35 U_2 \quad (8.20)$$

Tabla 8.6. Estadísticos de evaluación de los modelos alternativos de estimación de  $\lambda E$ .

Modelo	BREB	PEN	PT	SI	RY	TH	DB	MT1	MT2
Promedio	203.22	242.67	211.87	183.17	184.02	100.31	115.20	183.82	213.38
Desv. típica	128.51	143.25	135.54	110.11	138.23	101.53	89.53	165.64	103.91
a		22.68	-0.75	50.73	10.73	-2.93	25.07	-19.01	91.89
b		1.08	1.05	0.65	0.85	0.51	0.44	1.00	0.60
R <sup>2</sup>		0.94	0.98	0.58	0.63	0.41	0.41	0.60	0.55
EM		39.45	8.66	-20.05	-19.19	-102.91	-88.02	-19.40	10.16
RMSE		53.23	19.99	86.66	88.42	143.61	132.75	106.54	87.54
RMSEs		0.54	0.40	0.41	0.25	0.61	0.62	0.16	0.43
RMSEa		0.46	0.60	0.59	0.75	0.39	0.38	0.84	0.57
IOA		0.96	0.99	0.86	0.88	0.66	0.66	0.86	0.85

Los modelos basados en el balance térmico (excluyendo de esta clasificación el modelo DB) presentan un comportamiento claramente más acorde con las estimaciones del método BREB (Figura 8.12) que los de enfoque aerodinámico (Figura 8.13), si bien existen diferencias importantes entre los modelos del último grupo. El modelo PT presenta un comportamiento excelente, y supera en todos los estadísticos de evaluación al resto de modelos excepto en la pendiente de la recta de regresión ( $b$  en la Tabla 8.6). Presenta una desviación media (EM) del 4% del promedio de las estimaciones, explicando el 98% de la variabilidad de las observaciones y con un índice de ajuste de 0.99. PEN presenta errores medio y cuadrático superiores, con una tendencia media a la sobreestimación del 19% de la media de las observaciones, y reproduce bien la variabilidad observada, con índice de determinación lineal y coeficiente de ajuste superiores a 0.9. Resulta llamativo que PT presente mejores resultados que el modelo PEN, del que es una simplificación. Este último presenta mayor proporción de errores sistemáticos, lo que sugiere que un ajuste local de su función del viento puede dar lugar a resultados similares a PT.

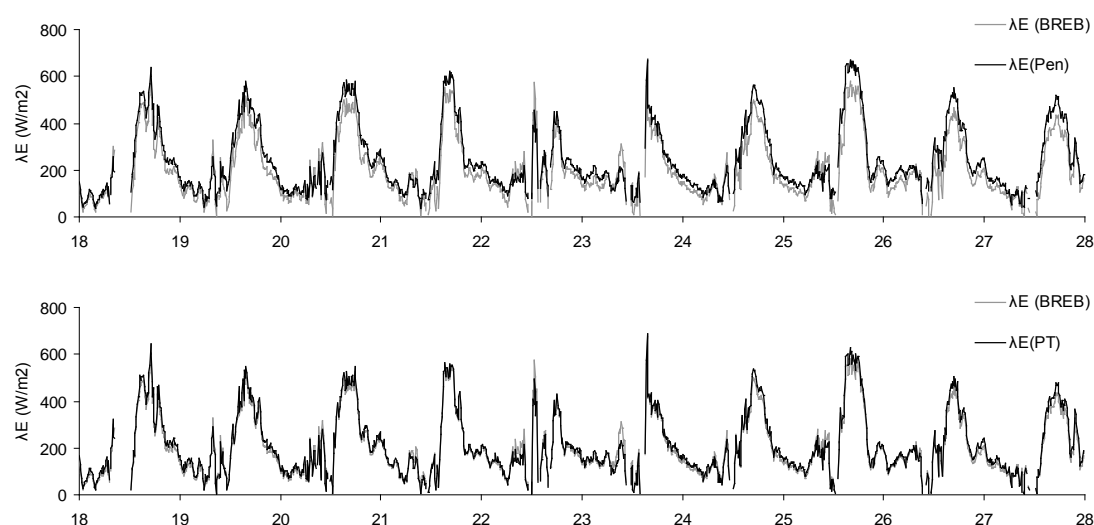


Figura 8.12. Estimaciones de  $\lambda E$  basadas en el balance térmico

Dentro del grupo de modelos de tipo aerodinámico, excepto en el caso de MT2, existe una tendencia a la subestimación. Los mejores resultados se presentan en RY y SI que, en términos medios (promedio, EM), tienen prácticamente la misma capacidad de reproducir las estimaciones de BREB. La fórmula de RY resulta en mejor predicción de la variabilidad observada (Desv. típica,  $R^2$  e IOA), mientras que SI tiene un error cuadrático (RMSE) inferior. Los modelos de transferencia de masa ajustados a las condiciones locales (MT1 y MT2) presentan un comportamiento correcto teniendo en cuenta su simplicidad, con índices de ajuste comparables a RY y SI, todos iguales o superiores a 0.85. Los peores resultados se presentan en los modelos TH y DB, que subestiman en términos medios entre un 40 y un 50% las estimaciones de BREB. Estos son los únicos modelos que no incluyen la temperatura superficial del agua en su formulación, por lo que parece relevante incluirla en el cálculo del déficit de presión de vapor ( $\Delta e$ ). Los resultados de DB, MT1 y TH tienden claramente a la subestimación en condiciones de calma de viento (medianoche y madrugada). En el caso de los dos últimos se debe a la ausencia de la posibilidad de evaporación por convección libre en situaciones de atmósfera inestable además de la forzada por acción del viento ( $\lambda E=0$  si  $U_2=0$ ). El caso de DB presenta los mayores términos de error sistemático, por lo que es posible que mejore sensiblemente tras un ajuste local de este término.

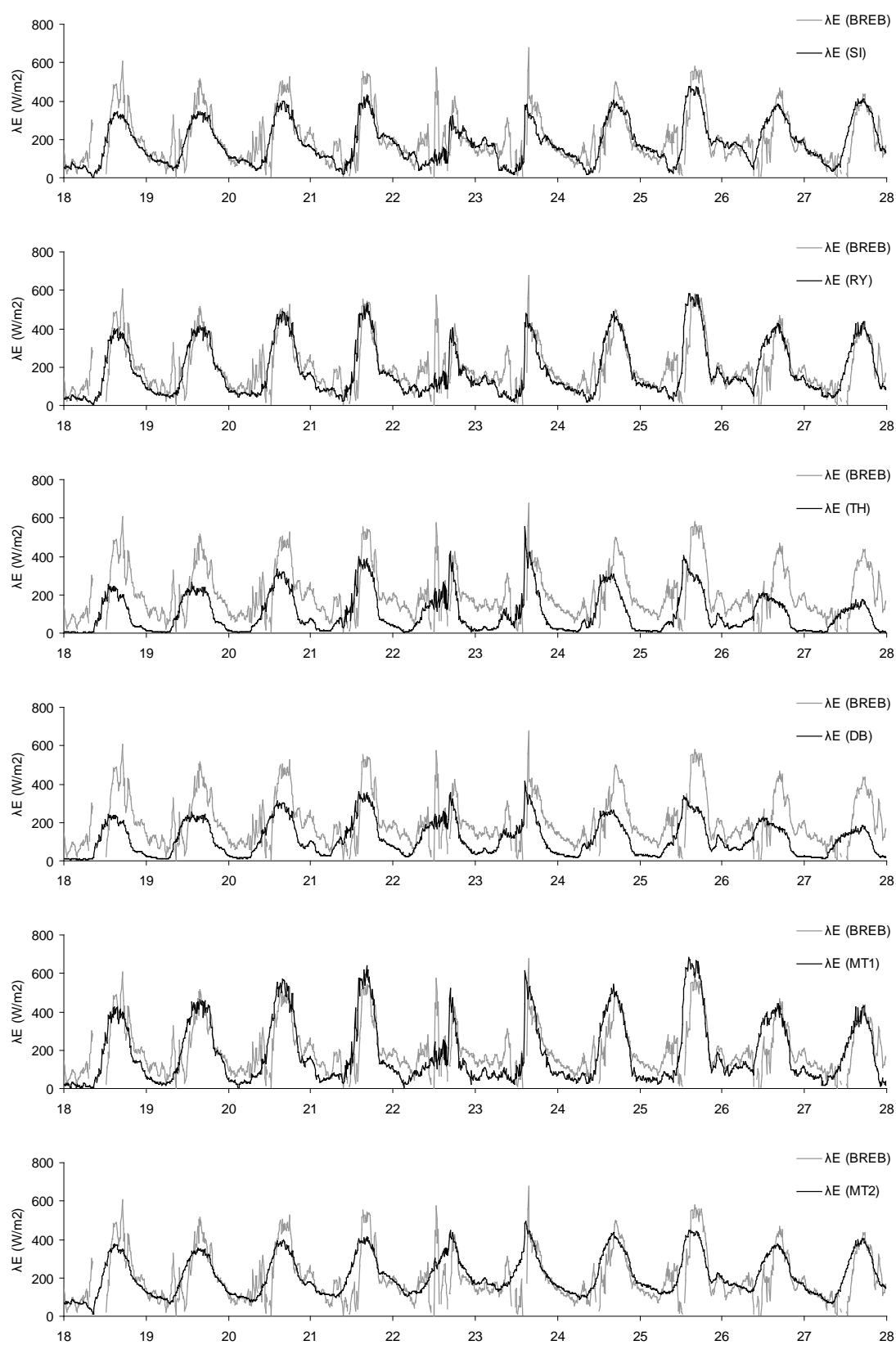


Figura 8.13. Estimaciones de  $\lambda E$  de modelos aerodinámicos.

#### 8.4.4.2 Ajuste anual del modelo de Priestley-Taylor

En base a los resultados anteriores se escoge Priestley-Taylor como modelo de estimación de  $\lambda E$  alternativo a BREB. Su principal ventaja es que no requiere la estimación de la razón de Bowen para la obtención de  $\lambda E$ , por lo que puede ser de utilidad en los periodos de invalidez de  $\beta$ . Un 40% del error cuadrático que presenta se puede interpretar como sistemático (Tabla 8.6), lo cual indica que un ajuste del modelo a las condiciones locales puede mejorar considerablemente las estimaciones, siempre que se consideren válidas las de BREB como referencia. Teniendo en cuenta la baja inercia térmica propia de masas de agua someras, debida a la incapacidad de transmitir y almacenar calor absorbido por la superficie a capas de agua más profundas, resulta razonable asumir que el balance térmico en superficie, más que el forzamiento atmosférico, domina el proceso de evaporación.

Con el objetivo de disponer de un método alternativo a BREB para el estudio de la tasa de evaporación diaria, se ajusta el modelo PT a las estimaciones válidas del modelo BREB. Éstas se obtienen de promedios diarios de  $R_N$ ,  $S$ ,  $G$  y  $\beta$  más la ecuación (8.10), aplicando después los criterios de validación anteriormente descritos. Se realiza un ajuste por mínimos cuadrados del parámetro  $\alpha$  mensual con las estimaciones diarias del modelo BREB en cada estación y periodo de inundación, en el que se obtienen los resultados que muestra la Figura 8.14 ( $RMSE_{diario} = 7.45 \text{ W m}^{-2}$ ). Mediante dos pruebas estadísticas de t-Student se comprueba que, a un nivel de confianza del 95%, los coeficientes  $\alpha$  ajustados no son significativamente distintos entre ambas estaciones ni entre ambos años hidrológicos, por lo que se proporcionan como referencia los coeficientes medios mensuales de la tabla anexa a la Figura 8.14. La evolución anual que describe el parámetro  $\alpha$  es muy similar a la obtenida por De Bruin y Keijman (1979) en un lago somero de los Países Bajos durante el periodo abril-octubre, aunque encontramos en nuestro caso valores algo menores de  $\alpha$  en primavera, debido seguramente a diferencias climáticas con respecto a su lugar de estudio. El alto valor de  $\alpha$  obtenido en diciembre de 2006 puede deberse a un peor ajuste del modelo, siendo uno de los meses con mayor error de estimación ( $RMSE_{diario} = 14.33 \text{ W m}^{-2}$ ).

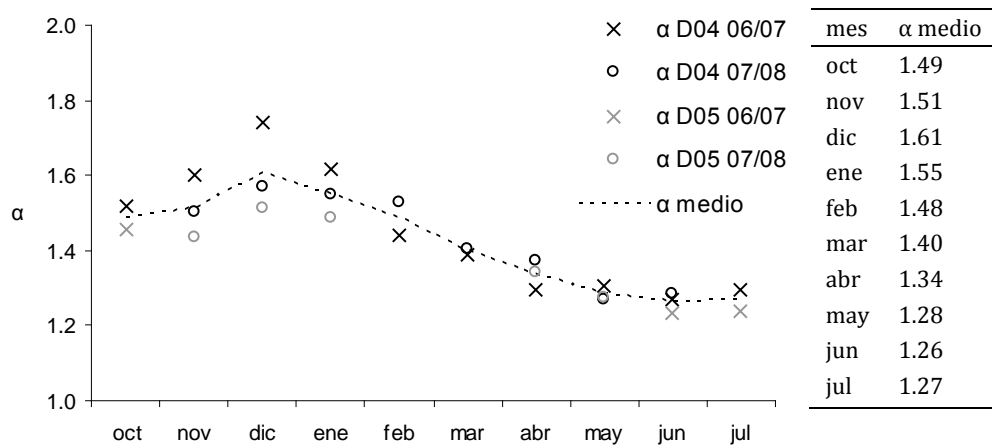


Figura 8.14. Resultados del ajuste mensual del modelo PT a las estimaciones diarias del método BREB.

#### 8.4.5 Tasa diaria de evaporación

En la práctica es frecuente tratar la evaporación en términos de altura de agua evaporada por día ( $\text{mm día}^{-1}$ ), que es un intervalo temporal de cálculo suficiente para las consideraciones de la gestión hídrica, en el que además se suelen encontrar disponibles los registros meteorológicos. Sin embargo, el cálculo de  $\lambda E$  mediante estadísticos diarios, generalmente promedios, puede no reflejar el resultado de su acumulación diaria real. La correspondencia entre cálculos del método BREB con intervalos de tiempo de 10 minutos y diarios se estudia con las estimaciones de  $\lambda E$  del mes de junio de 2007, que presentó buenos resultados en la validación (Figura 8.8). La evaporación diaria a partir de datos diezminutales ( $\lambda E_{10\text{min}}$ , en  $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ) se obtiene por acumulación de las estimaciones válidas de  $\lambda E$  ( $\text{W m}^{-2}$ ). Se considera que, en este caso, las estimaciones descartadas son poco importantes en el cómputo diario, debido a su escasez (5% del total) y poca relevancia por tener lugar en momentos de menor calor disponible (Figura 8.9B).

Las estimaciones con datos diarios ( $\lambda E_{\text{día}}$ , en  $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ) se calculan con la misma metodología a partir de promedios diarios de calor disponible en superficie ( $RN-S-G$ ),  $T_a$ ,  $T_{sw}$  y  $HR$ . La correspondencia entre ambas es buena, con un  $RMSE$  normalizado por el valor de  $\lambda E_{10\text{min}}$  del 6% y un coeficiente de determinación lineal  $R^2=0.97$  (Figura 8.15). Las estimaciones  $\lambda E_{\text{día}}$  son de media un 5% inferiores que las de  $\lambda E_{10\text{min}}$ . Todas las estimaciones de  $\lambda E_{\text{día}}$  superan los criterios de



validación aplicados a los datos diezminutales, lo cual puede resultar de utilidad en el cálculo de la tasa diaria de evaporación de épocas con menor disponibilidad de estimaciones diezminutales válidas.

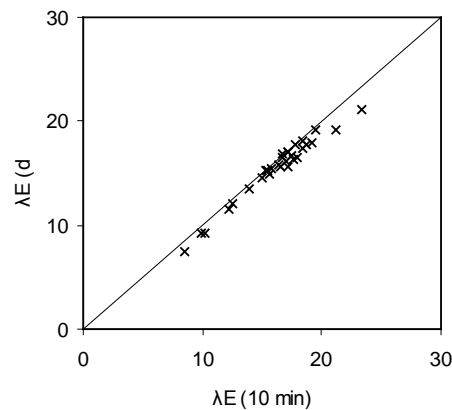


Figura 8.15. Correspondencia entre estimaciones diarias de  $\lambda E_{\text{día}}$  y  $\lambda E_{10\text{min}}$  ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ).

La Figura 8.16 muestra la tasa de evaporación diaria ( $E$ ,  $\text{mm día}^{-1}$ ) en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetaleña durante los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008. La transformación de unidades de densidad de flujo térmico a altura de agua evaporada se realiza dividiendo  $\lambda E_{\text{día}}$  ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ) entre la densidad del agua ( $\rho=10^3 \text{ kg m}^{-3}$ ) y el calor latente de vaporización [ $L_v$  en  $\text{J kg}^{-1}$ , ecuación (8.9)].

Debido al deterioro de los sensores de radiación neta en D05 L. Vetaleña, sólo existen datos parciales del balance térmico en esta estación y, por tanto, menos estimaciones de evaporación. De la misma manera que con las estimaciones a intervalos de tiempo de 10 min, se aplica la validación del método BREB a los cálculos diarios, obteniendo un porcentaje total de descarte de solamente el 5.90%. Las estimaciones descartadas por este motivo se sustituyen por las obtenidas mediante el modelo PT ajustado a los datos locales, utilizando los coeficientes  $\alpha$  de la tabla anexa a la Figura 8.14.

La tasa diaria  $E$  se encuentra entre los  $0.01$  y  $8.16 \text{ mm día}^{-1}$ , con un promedio total de  $3.42 \text{ mm día}^{-1}$  (desviación típica de  $2.09 \text{ mm día}^{-1}$ ). La alta variabilidad observada a corto plazo responde a la de la radiación neta, que en términos medios diarios depende principalmente de la radiación

solar incidente. Por ejemplo, durante el periodo de inundación del año hidrológico 2006/2007 se registró en D04 L. Cerrado Garrido una radiación neta media diaria equivalente a  $4.16 \text{ mm día}^{-1}$  con desviación estándar de  $2.68 \text{ mm día}^{-1}$ , y se estimó una tasa de evaporación media diaria de  $3.67 \text{ mm día}^{-1}$ , con desviación estándar de  $2.15 \text{ mm día}^{-1}$ . El coeficiente de variación, que representa la desviación típica como proporción de la media, resulta alto y similar en ambos casos, siendo 0.64 para la radiación neta y 0.59 para la evaporación.

Al no ser la disponibilidad de agua un factor limitante, la evolución anual de  $E$  describe también el patrón típico de la radiación solar, con mínimos valores en invierno y máximos en verano. Esta es la razón por la cual los datos de diferentes puntos de medida y años hidrológicos se agrupan, con la dispersión que añade la meteorología y algunos condicionantes locales, en torno a valores similares en ambos periodos de inundación. En términos generales, se produce una evaporación diaria media de  $1.90 \text{ mm}$  entre los meses de noviembre y febrero y un ascenso a partir del mes de marzo y hasta mediados de junio del  $4.6\%$  diario, estabilizándose en la fase final del vaciado en torno a  $6.5 \text{ mm día}^{-1}$  (Figura 8.16).

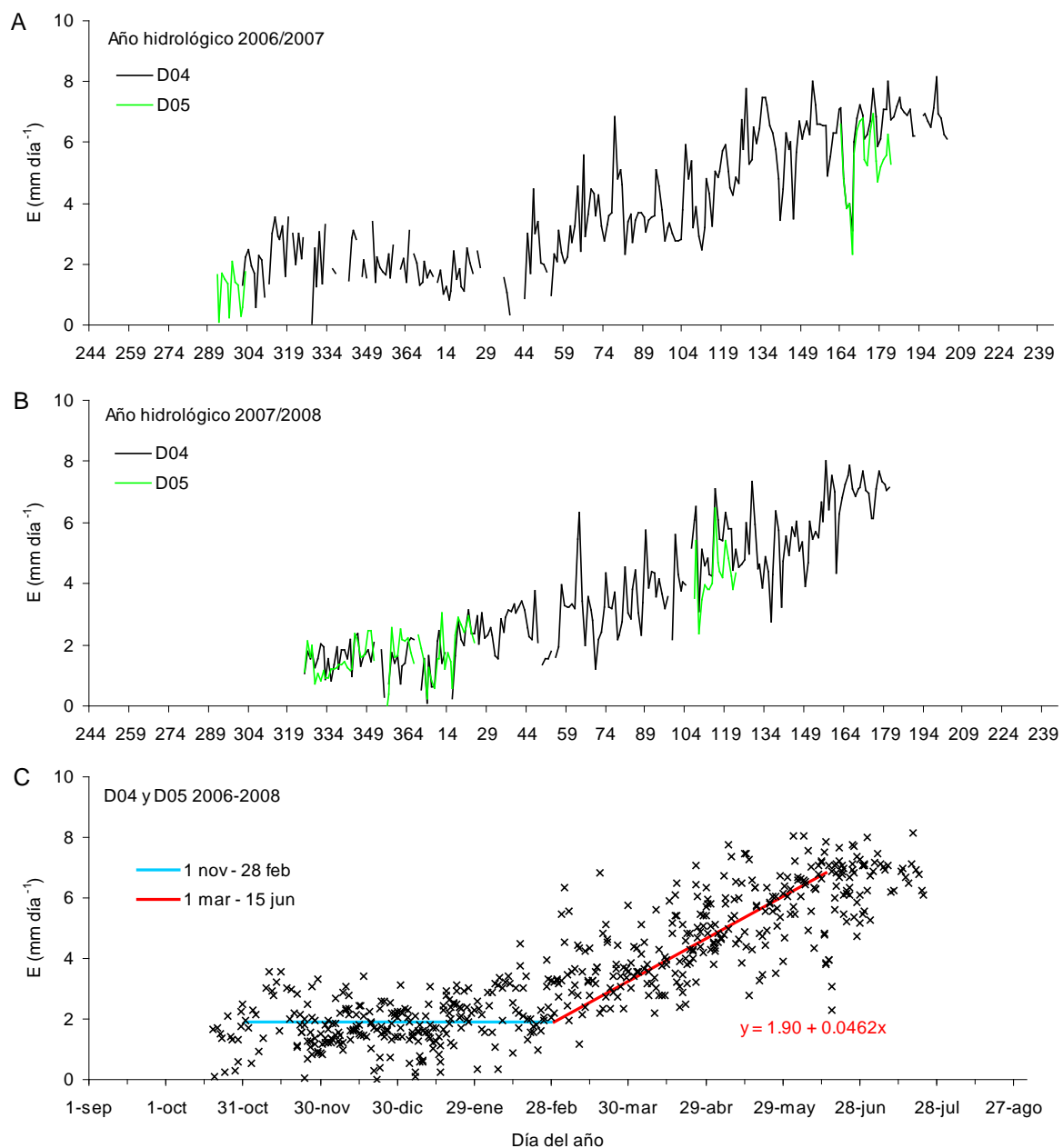


Figura 8.16. Tasa diaria de evaporación en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetallengua durante los años hidrológicos 2006/2007 (A), 2007/2008 (B) y en ambos (C).

## 8.4.6 Factores de influencia generales y locales

### 8.4.6.1 Factores de influencia generales

La dependencia de  $E$  con respecto a la radiación solar en términos medios diarios se muestra en la Figura 8.17. En ella se pone de manifiesto la relación lineal existente entre las pérdidas de calor diarias por evaporación y la radiación solar incidente diaria (Figura 8.17A), en la que se obtiene un coeficiente de determinación lineal comparable al de los modelos de estimación que se evaluaron anteriormente con datos diezminutales. Esta influencia de la radiación solar se transmite a la intensidad de la evaporación a través del condicionamiento de la radiación neta (Figura 8.17B) y del déficit de presión de vapor (Figura 8.17C), siendo ambos factores impulsores de la evaporación. La velocidad del viento no muestra una relación clara con la radiación solar incidente ni con la evaporación a escala temporal diaria.

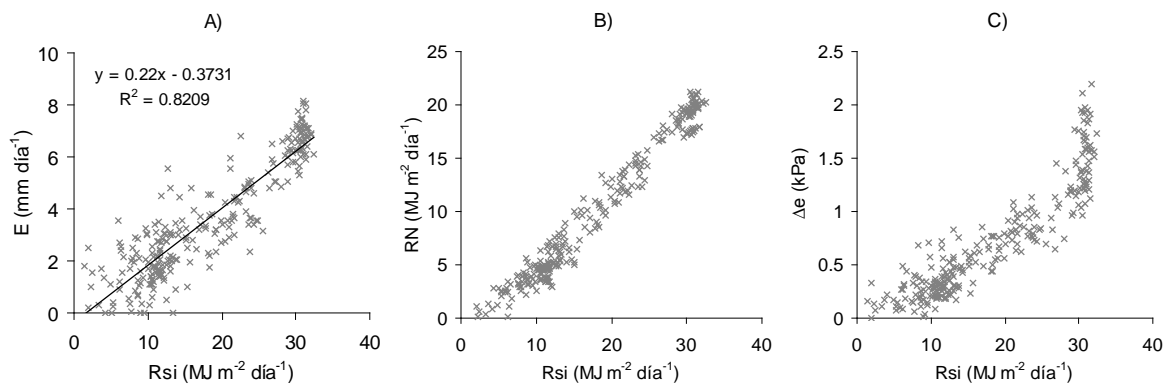


Figura 8.17. Relación entre la radiación solar incidente ( $R_{si}$ ) y A) la evaporación ( $\lambda E$ ); B) la radiación neta ( $RN$ ); C) el déficit de presión de vapor ( $\Delta e$ ). Datos medios diarios de la estación D04 L. Cerrado Garrido, 2006/2007.

El ajuste del modelo de Priestley-Taylor realizado se puede interpretar en términos del mecanismo generador de la evaporación. Este modelo es una expresión simplificada de la ecuación de Penman (8.21), en la que se distinguen la evaporación generada por el calor disponible en superficie (primer término de la ecuación (8.21), denominado  $E_r$  a continuación) y la procedente del forzamiento atmosférico (segundo término de la ecuación (8.21), denominado  $E_a$  a continuación). Priestley-Taylor asume que el segundo término mantiene una proporción más o menos fija con respecto al primero, en nuestro caso ajustado mensualmente. Por tanto, la

importancia relativa de los términos de calor disponible y forzamiento atmosférico a los que se refiere Penman con respecto a la evaporación total se pueden calcular a partir del parámetro ajustado de Priestley-Taylor ( $\alpha$ ):

$$E = E_r + E_a = \alpha E_r \quad (8.21)$$

$$\frac{E_r}{E} = \alpha^{-1} \quad (8.22)$$

$$\frac{E_a}{E} = 1 - \alpha^{-1} \quad (8.23)$$

Tal como muestra la Figura 8.18, el término de calor disponible es responsable de entre un 60 y un 80% de la evaporación en la marisma de Doñana, siendo mínima su contribución en diciembre y máxima en junio. El factor de calor acumulado en superficie ( $R_N-S-G$ ) está fuertemente condicionado por  $R_{si}$  ( $R^2=0.82$ ), en concordancia con lo observado en la Figura 8.17.

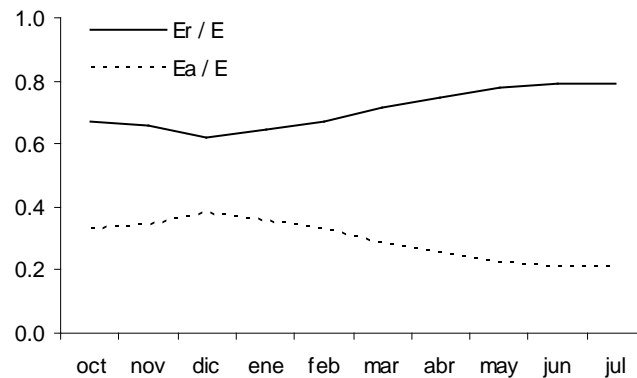


Figura 8.18. Proporción de la evaporación media diaria debida al calor disponible en superficie ( $E_r/E$ ) y al forzamiento atmosférico ( $E_a/E$ ).

#### 8.4.6.2 Factores de influencia locales

En la Figura 8.19 se compara la evaporación diaria en las dos estaciones de medida durante los periodos de disponibilidad de información de campo simultánea. En ella se distinguen dos grupos de datos en función de la intensidad de la evaporación. En primer lugar, los valores inferiores a 4

mm día<sup>-1</sup>, que corresponden mayoritariamente a las estimaciones entre los meses de octubre y enero, presentan una relación lineal más bien dispersa en torno a la recta de igualdad. En segundo lugar, las tasas de evaporación por encima de 4 mm día<sup>-1</sup>, correspondientes a los periodos de vaciado entre abril y julio, son de media un 15% superiores en D04 L. Cerrado Garrido que en D05 L. Vetallengua ( $R^2=0.8$ ). Teniendo en cuenta la similitud de las condiciones atmosféricas a las que están expuestas, cabría esperar una evaporación más intensa en la estación D05 L. Vetallengua, debido a que mantiene calados inferiores durante el vaciado (Figura 8.2). Puesto que el calor absorbido por la columna de agua  $S$  es directamente proporcional a su profundidad, la energía disponible en superficie para los flujos térmicos turbulentos ( $R_N-S-G$ ) podría ser mayor en presencia de bajos calados, situación contraria a la que se observa en la Figura 8.19. Una menor capacidad de almacenamiento de calor en el agua puede ser compensada por una mayor transmisión de calor al sedimento ( $G$ ), como se observó durante el vaciado de 2008 en la estación D05 (Capítulo 7). A pesar de ello, el análisis del comportamiento térmico de agua y sedimento mostró que las diferencias espaciales de almacenamiento de calor en agua y sedimento son prácticamente nulas en términos medios diarios (Figuras 7.16 y 7.19).

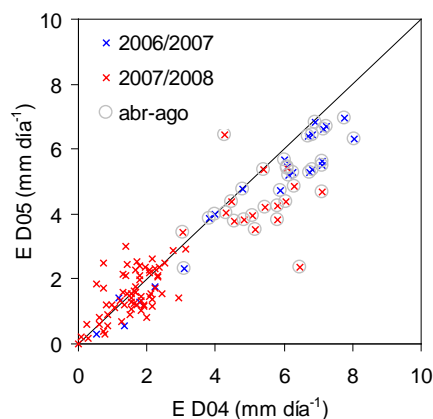


Figura 8.19. Comparación de estimaciones diarias de  $E$  en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetallengua durante los periodos de inundación 2006/2007 y 2007/2008. Los círculos corresponden a los datos de ambos años hidrológicos a partir del mes de abril.

En busca del origen de esta diferencia, se comparan las variables que definen los valores diarios de calor disponible en superficie y  $\beta$  en ambas estaciones durante los periodos de vaciado de la marisma de 2007 y 2008. La diferencia observada entre las tasas de evaporación diaria se

encuentra muy correlacionada con la diferencia entre los valores diarios de calor disponible ( $R^2=0.94$ ), un 14% superior en D04. Los valores diarios de  $\beta$  son mayores en D05, lo cual favorece más la transmisión de calor sensible que de calor latente, aunque esta diferencia no parece afectar directamente a la de la tasa de evaporación ( $R^2=0.07$ ).  $\beta$  es generalmente mayor en D05 debido a un mayor contraste térmico entre agua y aire en esta estación, donde se alcanzan mayores temperaturas del agua y menores del aire durante la tarde (visto en Capítulos 5 y 7). A pesar de que la humedad del aire sea mayor también en D05 ( $e_a$  superior), la mayor temperatura del agua que también presenta provoca que los déficits de presión de vapor en ambas estaciones sean prácticamente idénticos. Por su parte, la diferencia existente entre el calor disponible en ambas estaciones se relaciona más con las diferencias de  $R_N$  ( $R^2=0.5$ ), que con las de  $S$  y  $G$  ( $R^2<0.2$ ), que además son un orden de magnitud inferiores.

El análisis en detalle de los componentes del balance de radiación sobre la superficie del agua pone de manifiesto las diferencias existentes entre ambas estaciones que generan la distinta tasa de evaporación diaria. La radiación neta diaria durante la época de vaciado es un 18% inferior en la estación D05 ( $R^2=0.8$ ). La explicación de esto se deduce de la Figura 8.20, que muestra los componentes del balance de radiación y la velocidad del viento entre los días 20 y 24 de junio de 2007, fechas también contempladas en la Figura 8.19. La diferencia entre estaciones reside en la mayor intensidad de los flujos de radiación reflejada y emitida por la superficie (componentes negativos del balance de radiación) en la estación D05 L. Vetallengua durante las horas diurnas. En ella, la radiación solar reflejada ( $R_{sr}$ , Figura 8.20C) es más intensa que en D04 L. Cerrado Garrido a partir del mediodía y hasta el atardecer. La intensidad máxima diaria de radiación térmica emitida por parte del agua ( $R_w$ , Figura 8.20E) también es mayor en D05 L. Vetallengua, debido a que alcanza temperaturas superiores en el mismo rango horario. Ambos fenómenos coinciden con la ocurrencia de las máximas velocidades del viento diarias, que son superiores en la estación D05 L. Vetallengua (Figura 8.20F). No se dispone de datos de calidad del agua en ambas estaciones, pero estas observaciones indican que las diferencias en los componentes de radiación se pueden deber a una mayor turbidez del agua en el lucio de Vetallengua originada por la resuspensión del sedimento fino a causa de la acción del viento. La profundidad algo menor del agua en esta estación podría explicar un mayor calentamiento diurno y albedo si éste resulta incrementado por la reflexión de la luz solar en el sedimento, pero la reflexión de radiación solar se incrementa solamente a partir del mediodía. Por ello queda en evidencia que, al menos en caso del albedo, las diferencias no se deben a niveles de agua distintos. Durante la mañana, la radiación reflejada

por el agua es similar en ambas estaciones porque la calma de vientos nocturna favorece la sedimentación del material resuspendido. La turbidez impide la penetración de la radiación solar en el agua, favoreciendo el mayor calentamiento de la superficie en horas diurnas. Rose y Chapman (1968) observaron una intensificación de la estratificación y temperatura máxima diaria superficial en un tanque de agua turbia con respecto a uno de agua clara, ambos de 30 cm de profundidad. Este mismo efecto puede explicar la mayor emisión diurna de radiación térmica observada en la Figura 8.20E. La mayor temperatura de la superficie del agua en D05 podría favorecer la evaporación, pero una mayor humedad ambiental en esta estación frena la demanda atmosférica de vapor y el ratio de Bowen favorece la transmisión de calor sensible.



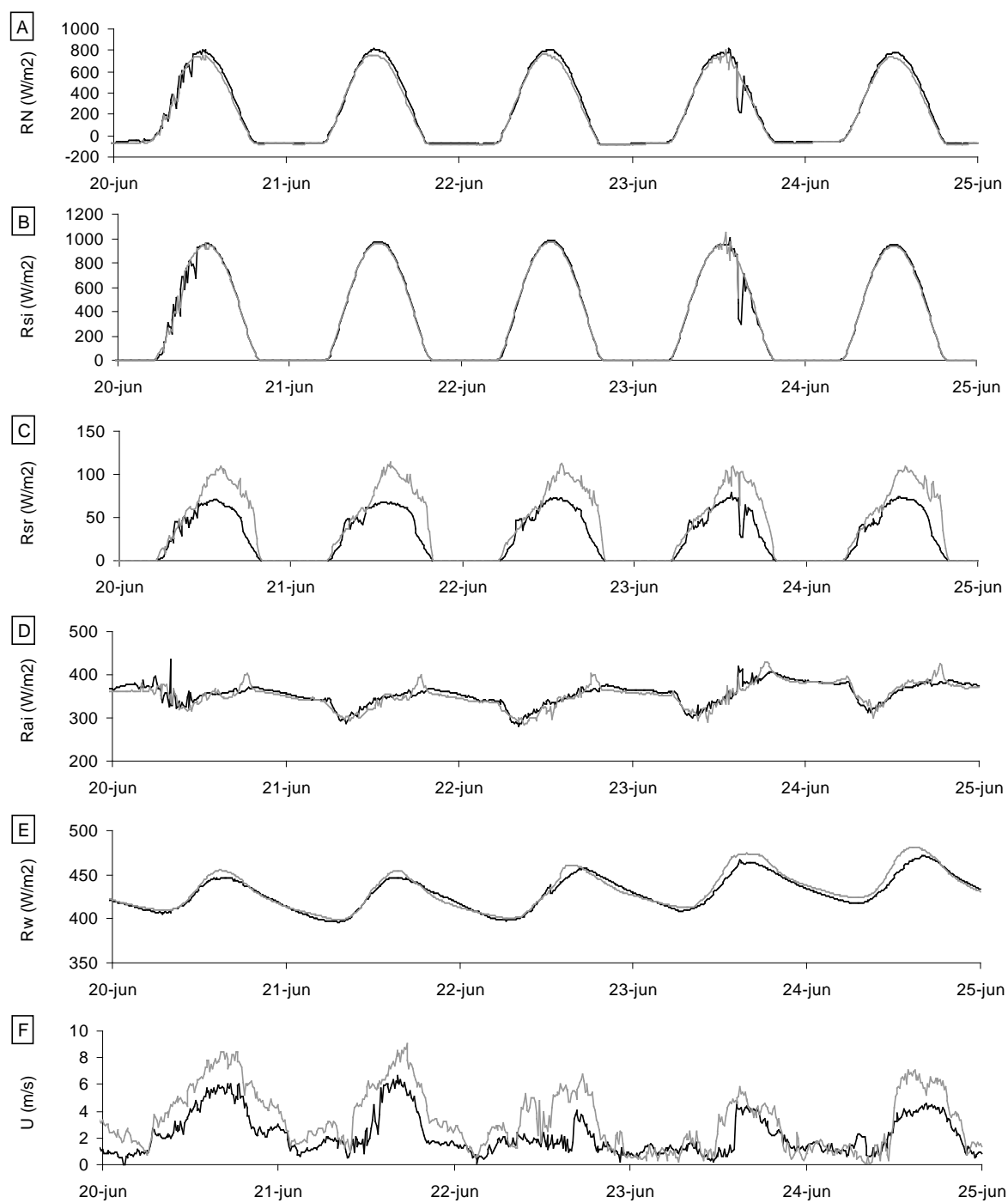


Figura 8.20. Componentes del balance de radiación y velocidad del viento en D04 L. Cerrado Garrido (línea negra) y D05 L. Vetallengua (gris) durante el periodo 20-24 de junio de 2007.

#### 8.4.7 Análisis del descenso de la cota de agua

La evolución temporal de las series de cota diaria de agua agrupadas según la metodología del punto 8.3.7 de este capítulo se puede aproximar a una parábola definida por el polinomio descrito en la Figura 8.21 (izquierda), con un coeficiente de determinación de 0.98. El interés de esta curva no reside en el valor de la cota en función del tiempo, ya que ésta es arbitraria, sino en su decaimiento, que representa el ritmo de vaciado de la marisma en ausencia de aportes de agua y en función de la época del año para cotas superiores a 1.3 msnm. El alto grado de ajuste a la curva de las series temporales correspondientes a diferentes años hidrológicos y puntos de medida indica la confirmación de la hipótesis de homogeneidad del ritmo de vaciado en condiciones de conexión de la marisma y con independencia de la cota de partida. La pendiente de esta parábola, dibujada en la parte derecha de la Figura 8.21, describe el ritmo de descenso de la cota de agua con respecto al tiempo, que crece linealmente durante el periodo observado. No es de esperar, sin embargo, que esta pendiente se pueda extrapolar a fechas anteriores y posteriores (línea discontinua del mismo gráfico), ya que se ha observado un cambio de tendencia en la evaporación antes de marzo y después de julio (Figura 8.16).

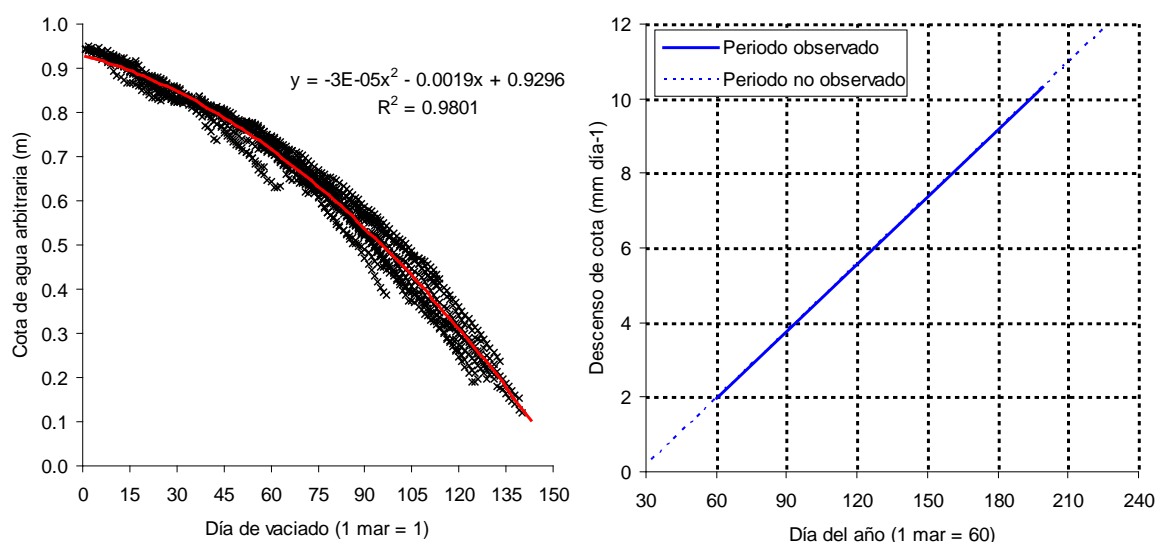


Figura 8.21. Parábola ajustada al descenso de cota de agua durante los periodos de vaciado de la marisma (izquierda) y su derivada (derecha).

La pendiente que define el descenso de cota en la figura anterior es del 6%, superior a la que se identificó en el ascenso de la evaporación obtenida por el balance térmico (Figura 8.16). Esto se debe a que, a causa de la llana topografía de la marisma, no se pueden equipar incrementos de altura de agua (descenso de cota) con incrementos de volumen por unidad de área (tasa de evaporación), ambos generalmente expresados en mm. Ambas variables coincidirían sólo en el caso de que la superficie inundada se mantuviera constante con el descenso de cota, pero en la marisma se produce una reducción del área inundada durante el vaciado (Figura 8.22). Por ello, las pérdidas de volumen que explican un determinado descenso de cota, pasando de alturas de agua de  $h_1$  a  $h_2$ , no se aplican a una superficie inicial  $S_1$  sino, aproximadamente, a una superficie media  $(S_1+S_2)/2$ . La relación entre las superficies inicial y media ( $r$ ) es la misma que determina la relación, para ese incremento de cota, entre la variación de volumen por unidad de área y el incremento de la profundidad del agua:

$$r = \frac{\Delta vol (mm)}{\Delta h (mm)} = \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{S_2}{S_1} \right) \quad (8.24)$$

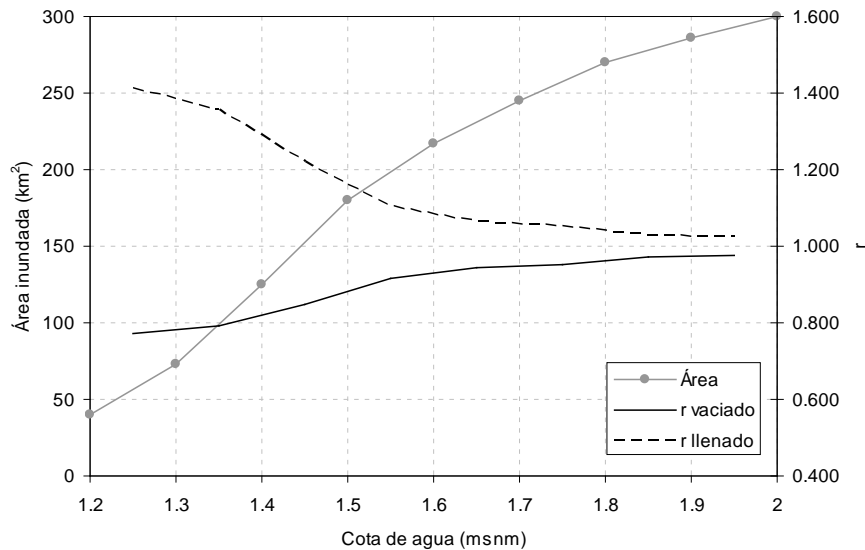


Figura 8.22. Relaciones área inundada-cota y  $r$  [ecuación (8.24)]-cota en la marisma de Doñana.

La Figura 8.22 muestra este efecto a partir de la curva de área inundada con respecto a la cota propia de la marisma, extraída de la Figura 2.20 del Capítulo 2. En ella, las series de color negro, representadas en el segundo eje de ordenadas, definen las relaciones esperadas entre los cambios de volumen por unidad de área y los incrementos de cota a intervalos de cota de 0.1 m [r, eq. (8.24)], tanto para el llenado como para el vaciado de la marisma. Tal como se observa, esta relación es menor que 1 durante el vaciado y más pequeña a cotas de agua bajas, lo cual explica la diferencia entre las pendientes en la evolución temporal del agotamiento de la lámina de agua y en la intensidad de evaporación, así como la imposibilidad de equiparar directamente sus valores expresados en mm.

Una vez desconectada la marisma, el agotamiento de la lámina de agua es característico de cada masa aislada y presenta en general una tendencia a la aceleración a medida que avanza el verano. La Figura 8.23 muestra el detalle en D05 L. Vetallengua y un resumen de las pendientes observadas en el resto de puntos de medida y periodos de inundación. En ella, es interesante observar el comportamiento parejo de las estaciones D01 L. Travieso y D02 Ánsares, que se encuentran próximas en el área de la marisma del Travieso.

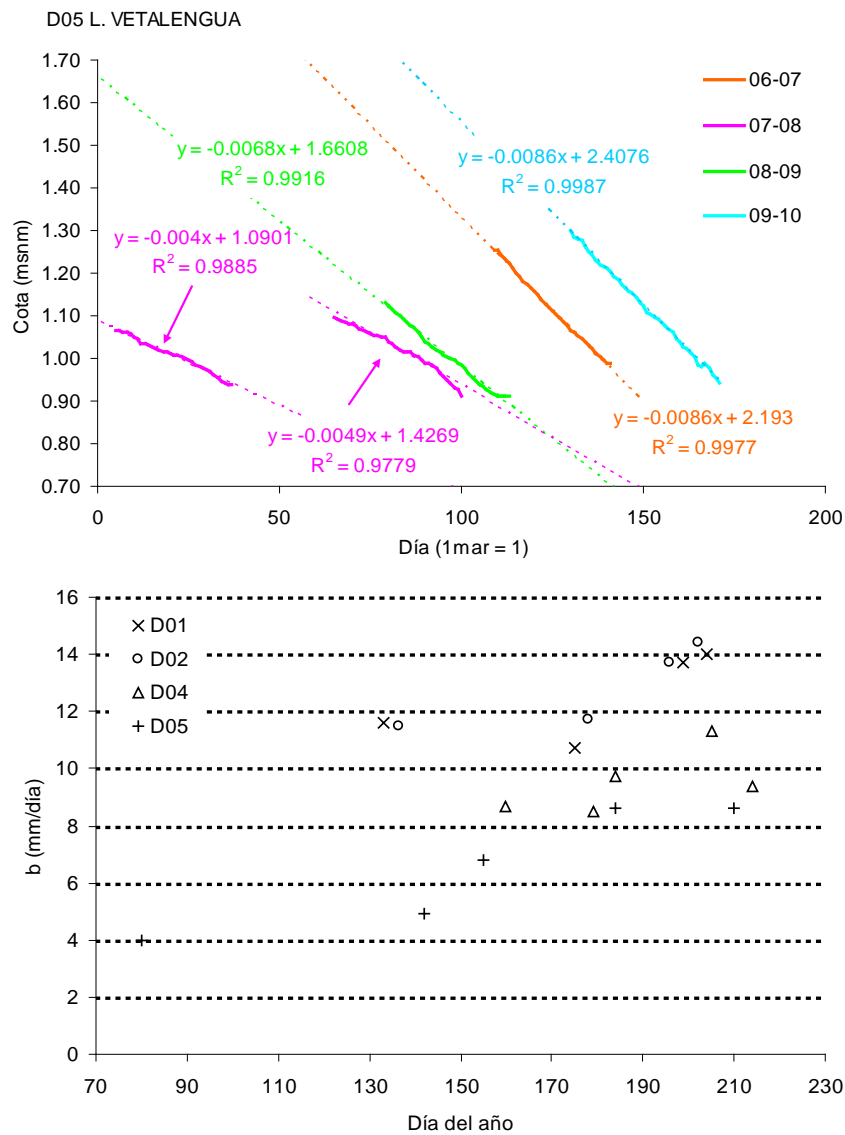


Figura 8.23. Superior: descenso de la cota de agua bajo 1.3 msnm en D05 L. Vetalengua; inferior: pendientes de las rectas de descenso de cota bajo 1.3 msnm de todas las estaciones de medida ( $x$ = día medio del periodo, en todos los casos  $R^2 > 0.96$ ).

#### 8.4.8 Balance de agua anual

Suponiendo un sistema sin flujo de escorrentía superficial ni contacto con el acuífero subyacente, se puede describir un balance de agua simplificado en dirección vertical en un punto dado de la

marisma mediante la variación de calado, las entradas por precipitación directa y las pérdidas por evaporación.

El balance de agua de la Figura 8.24 muestra los volúmenes mensuales de precipitación acumulada, evaporación acumulada y la variación de profundidad del agua durante el periodo de inundación 2006/2007 en la estación D04 L. Cerrado Garrido. No se incluye el mes de julio porque presenta una entrada de agua anómala, que seguramente procede del vaciado del lucio artificial contiguo. En esta imagen, la variable  $\Delta h^*$  representa una estimación de la variación de calado obtenida a partir del balance de agua simplificado, en la que se divide el volumen neto de precipitación menos evaporación por unidad de área entre el coeficiente correspondiente de conversión  $r$  según la Figura 8.22.

Los meses más lluviosos (noviembre, enero y febrero) presentan una discordancia importante entre el balance vertical de agua (precipitación menos evaporación) y la variación real del calado, debido a que se producen entradas de agua por esorrentía superficial procedentes de los arroyos tributarios de la marisma. Los meses de noviembre, enero y febrero, el ascenso de calado estimado supone en torno a un 20% del observado. El resto de meses, disminuye la profundidad de la columna de agua en cantidades más similares a las obtenidas por el balance de agua vertical, lo cual resalta la importancia de la evaporación como salida principal de agua de la marisma. El error absoluto del balance estimado es entre un 14 y un 25% de la variación real del calado en los meses de marzo a junio, y de un 36% en diciembre.

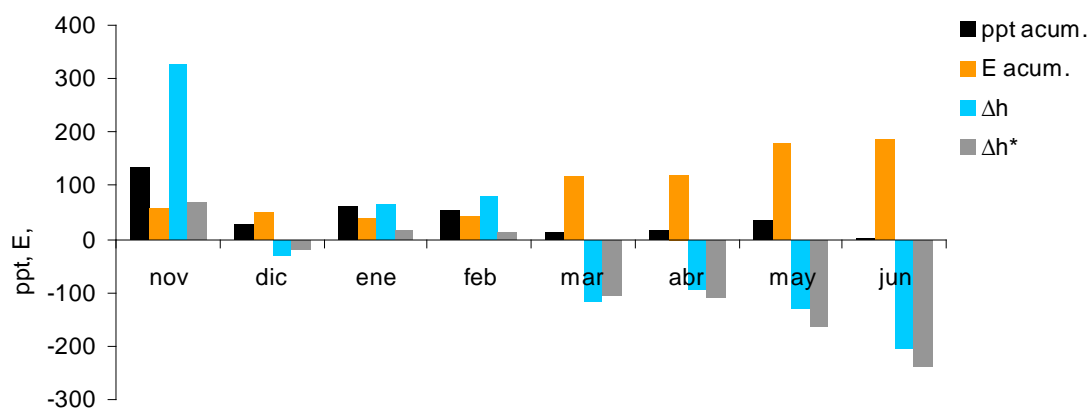


Figura 8.24. Balance de agua mensual en D04. Cerrado Garrido, periodo de inundación 2006/2007. E acum.: tasa de evaporación acumulada; ppt acum.: precipitación acumulada;  $\Delta h$ : variación de calado observada;  $\Delta h^*$ : variación de calado estimada.

#### 8.4.9 Comparación con estimaciones de teledetección

La Figura 8.25 muestra los contornos de inundación obtenidos por tratamiento de imágenes de teledetección radar para el lucio del Membrillo los días 20 y 30 de junio de 2007 sobre el modelo digital del terreno (Marti-Cardona *et al.*, 2010). Existe un área de 2.8 km que permanece inundada en los dos momentos de observación, sobre la cual se estiman las pérdidas por evaporación (Figura 8.26).

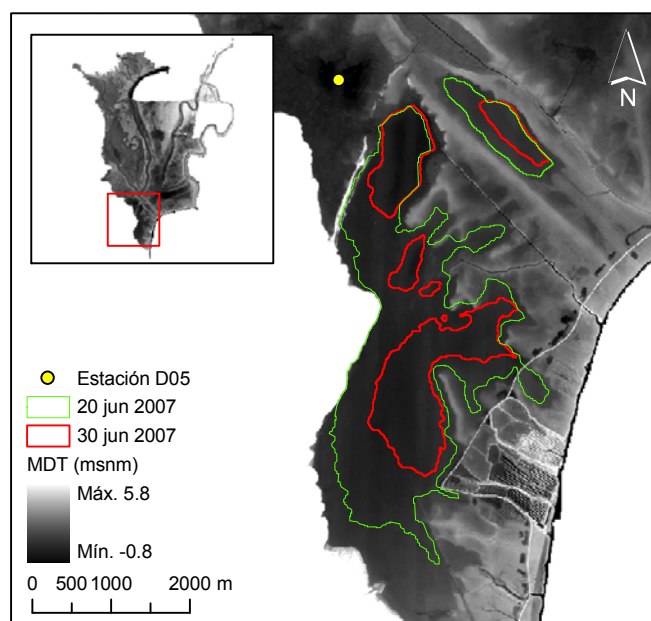


Figura 8.25. Contornos de inundación del Lucio del Membrillo obtenidos de imágenes radar sobre el modelo digital del terreno de la marisma.

La tasa de evaporación diaria media entre las dos imágenes radar se obtiene como el promedio de la variación de cota de agua en las áreas que permanecen inundadas (Figura 8.26C), resultando en  $6.16 \text{ mm día}^{-1}$ . De esta estimación se excluyó el 5% de las celdas, en las que se detectaron errores de estimación de la superficie de agua. En ellas, la cota interpolada de agua era inferior a la del terreno, posiblemente debido a pequeñas elevaciones dentro del lucio, como las que provocan la fragmentación de la masa de agua a medida que avanza el secado (Figura 8.26B). Estos resultados se comparan con estimaciones del método BREB a intervalo de cálculo de 10 min, a intervalo de cálculo diario y con la variación de calados observada en la estación D05 (Figura 8.27 y Tabla 8.7).

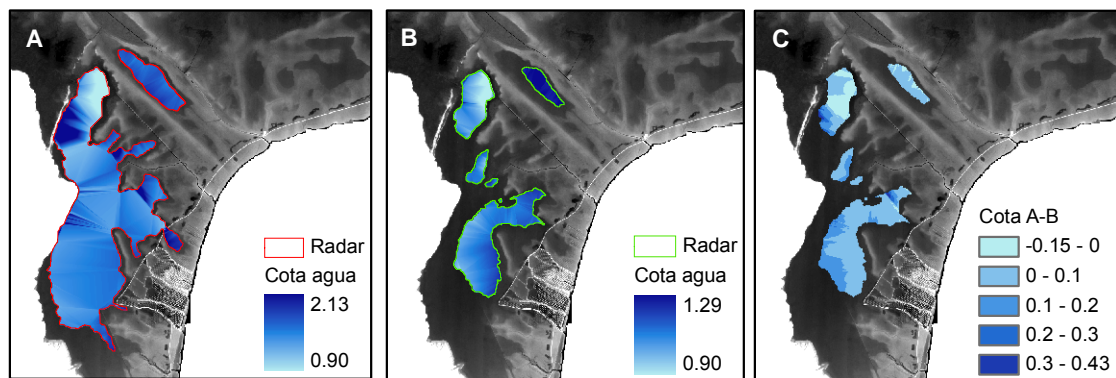


Figura 8.26. Cotas de agua, en msnm, estimada para las imágenes radar del 20 de junio de 2007 (A), 30 de junio de 2007 (B) y altura de agua evaporada, en m, entre ambas (C).

Para minimizar el efecto que pudiera tener el arrastre ejercido por el viento sobre las estimaciones de variación de nivel, se tomó como referencia diaria el promedio de medidas de calado del intervalo 5:00-5:50 h, posterior a las calmas de viento nocturnas. Aún así, no hay buena correspondencia entre descenso diario de nivel observado (sensores de nivel) y los cálculos del balance térmico y radar. Los sensores de nivel (Messtech MA-403 5m) a bajas profundidades de agua son menos precisos, ya que su error típico se mide como proporción de la máxima profundidad del rango de medida o fondo de escala. Su error típico máximo es el 0.4% del fondo de escala (5 m), que equivale a 20 mm. Por tanto, el cálculo de incrementos de nivel tiene un error máximo de 40 mm, que es unas 6 veces la tasa de evaporación diaria esperada. En la Tabla 8.7 se incluye la pendiente ajustada por mínimos cuadrados a un descenso lineal de la profundidad de agua, que también sobreestima la tasa de evaporación obtenida por teledetección.

El resultado se ajusta bien, sin embargo, a las estimaciones deducidas del balance térmico. La tasa media de evaporación es un 1.3% superior a la del método BREB a intervalo de cálculo de 10 min, y un 6.0% superior a la del mismo método a intervalo de cálculo diario. En concordancia con resultados anteriores, la tasa de evaporación obtenida a incremento temporal diario es un 4.4% inferior a la obtenida con datos diezminutales. Por motivos de validación del método BREB falta un 9% de las estimaciones de 10 min, aunque no se espera que afecten de manera importante al cómputo diario, ya que se producen en torno a valores mínimos de  $E$  (Figura 8.27).



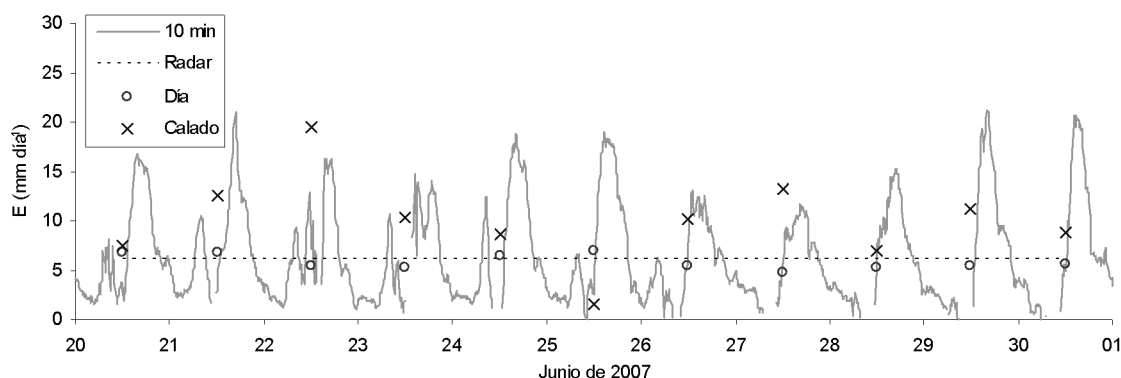


Figura 8.27. Comparación de métodos de estimación de E (mm día<sup>-1</sup>).

Tabla 8.7. Tasa de evaporación media estimada por diferentes métodos.

Método( $\Delta t$ )	Radar (10 días)	BREB (10 min)	BREB (día)	Calado (día)	Calado (lineal)
E (mm día <sup>-1</sup> )	6.16	6.08	5.81	10.05	9.93

## 8.5 Conclusiones

La principal conclusión del análisis de las condiciones micrometeorológicas relacionadas con los flujos térmicos de calor latente y sensible es que se identifican dos etapas bien diferenciadas a lo largo del ciclo de inundación estudiado. La primera, entre los meses de octubre y febrero, comprende las fases de llenado y mantenimiento de niveles de agua en la marisma. Se caracteriza por mantener mínimos déficits de presión de vapor constantes a lo largo del día y velocidades del viento generalmente bajas, excepto en la ocurrencia de eventos meteorológicos. Las diferencias de temperatura más acusadas entre agua y aire, de signo negativo, se producen por la tarde. La energía disponible en el balance térmico superficial para los flujos turbulentos es reducida, con medias horarias del orden de  $\pm 100 \text{ W m}^{-2}$ .

En la segunda etapa, que se extiende de marzo a julio, tiene lugar el vaciado de la marisma. De manera progresiva de principio a fin en esta fase, se incrementa la intensidad de los ciclos diarios de velocidad del viento, déficit de presión de vapor y calor disponible en superficie, con máximos valores entre las 14 y las 19 h. Con respecto a la etapa anterior, las diferencias de temperatura

diurnas se reducen y se incrementan las nocturnas, de signo contrario (agua más caliente que aire). Los flujos térmicos turbulentos suponen en conjunto una pérdida de calor para el agua durante la mayor parte de las horas del día, con máxima importancia alrededor del mediodía en primavera y por las tardes en verano.

Las mismas dos etapas se distinguen en la validación del método de la Razón de Bowen-Balance de Energía. Debido a las condiciones meteorológicas, en concreto a los bajos déficits de presión de vapor, este método no resulta apropiado para el estudio a pequeña escala temporal (inferior a un día) de los flujos de calor latente y sensible entre los meses de octubre y febrero. Sin embargo, la importancia de este periodo en términos de calor invertido y de balance de agua es baja, y el cálculo a escala temporal diaria reduce en gran medida la ocurrencia de errores de estimación. En la época de vaciado se descartan pocas estimaciones y los errores se concentran en momentos del día poco relevantes para  $H$  y  $\lambda E$ .

Los resultados obtenidos de la relación de Bowen indican un reparto de calor disponible para los flujos térmicos turbulentos muy favorable a la evaporación con respecto al calor sensible, lo cual es indicativo de un sistema donde la disponibilidad de agua no es limitante. El intercambio de calor sensible entre agua y atmósfera, siempre en media inferior que la pérdida de calor por evaporación, tiene mayor relevancia como entrada de calor en el agua durante las épocas de llenado y mantenimiento de niveles, mientras que las pérdidas de calor por evaporación se intensifican durante el vaciado de la marisma. Ambos adquieren sus máximas intensidades entre las 11 y las 19 h.

Se han comparado 8 modelos alternativos de  $\lambda E$  con estimaciones diezminutales del método BREB durante 10 días del periodo de vaciado de junio de 2007, obteniendo las mayores concordancias con los modelos de Priestley-Taylor y Penman, que contemplan el término de calor disponible en superficie del balance térmico. Dentro del grupo de modelos de tipo aerodinámico, ofrecen mejores resultados aquellos que incluyen una expresión más elaborada del proceso de evaporación por convección libre en situaciones de atmósfera inestable (Ryan-Harleman y Sill). Los peores resultados se obtienen en aquellos que prescinden de utilizar la temperatura superficial del agua (Thornthwaite-Holmann y deBruin).

La similitud de patrones horarios de  $\lambda E$  y  $R_N-S-G$ , la alta concordancia entre modelos de estimación de  $\lambda E$  que contemplan los términos del balance térmico y la interpretación de los

coeficientes  $\alpha$  del modelo de Priestley-Taylor conducen a identificar el calor disponible en superficie como la causa gobernante del proceso de evaporación, por delante del forzamiento atmosférico. Además, la tasa diaria de evaporación presenta una alta dependencia con respecto a la radiación solar incidente tanto a corto plazo (pocos días) como a largo plazo (meses). Es razonable asociar esta característica con los sistemas lénticos someros, en los que la baja inercia térmica de la columna de agua, causada por la incapacidad de transferir y almacenar calor a mayor profundidad, produce una rápida respuesta respecto a los aportes de calor en superficie. Debido a esta rápida respuesta térmica y a la concentración de los máximos valores de  $\lambda E$  en pocas horas, la evaporación diaria resulta ser muy sensible a las condiciones de nubosidad diurnas.

El viento tiene un efecto complejo sobre la evaporación en la marisma. Por un lado, no se relaciona directamente con la tasa diaria de evaporación, pero las persistentes brisas de verano influyen sobre su discurso horario. Por otro lado, se postula que la turbidez generada por acción del viento resulta en una menor evaporación en la estación D05 L. Vetallengua al disminuir el balance de radiación neta en superficie.

El balance de agua realizado en la estación D04 L. Cerrado Garrido pone de manifiesto la dominancia de la componente vertical (precipitación menos evaporación) durante el vaciado de la marisma. De marzo a junio de 2007, el error mensual cometido por el balance vertical de agua es del 14 al 25% de la variación real del calado. Los meses de llenado, sin embargo, se subestima el crecimiento de la profundidad del agua en torno a un 80% debido a las entradas por escorrentía superficial.

Gracias a la estrecha relación entre el descenso de la cota de la lámina de agua y la evaporación, se repite anualmente a partir del mes de marzo un patrón de vaciado correspondiente a la época del año con independencia de la cota de partida, que además presenta una alta homogeneidad espacial para cotas superiores a 1.3 msnm. El patrón se puede ajustar mediante una parábola con coeficiente de determinación de 0.98, cuya pendiente es superior a la del crecimiento de la evaporación por efecto de la morfología de la marisma.

Finalmente, se han contrastado estimaciones de evaporación procedentes del método BREB con el descenso de nivel de agua observado y la estimación de pérdidas de agua a partir de contornos de inundación obtenidos mediante teledetección radar y el modelo digital de elevaciones de la

marisma. Existe una buena correspondencia entre las estimaciones procedentes de información radar y del balance térmico, con diferencias del orden del 1 al 6%. El descenso de niveles observado no se ajusta bien a los otros métodos, lo cual se atribuye a la magnitud del error asociado a su medida.

La principal limitación de este capítulo es la carencia de un método independiente de validación de las estimaciones realizadas de  $\lambda E$  y  $H$  a intervalo temporal corto. Se dispone de datos de nivel cada 10 minutos, pero la precisión de los sensores impide realizar comparaciones a intervalos de tiempo diarios o inferiores. Además, estos se pueden ver alterados por la acción del viento o el manejo de compuertas y lucios artificiales. La advección de calor, en todo caso, es un término no contemplado en el balance térmico realizado.

## 8.6 Referencias

ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D. y SMITH, M., 1998. *Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements (FAO Irrigation and drainage paper 56)*. 56. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization.

ARAGONÉS, D., DÍAZ-DELGADO, R. y BUSTAMANTE, J., 2005. Tratamiento de una serie temporal larga de imágenes Landsat para la cartografía de la inundación histórica de las marismas de Doñana. En: M. ARBELÓ, A. GONZÁLEZ y J.C. PÉREZ (eds.). *Teledetección. Avances en la Observación de la Tierra. Actas XI Congreso Nacional de Teledetección*, 2005, Sociedad Española de Teledetección, p. 407-410.

BAYÁN, B.J. y DOLZ, J., 1995. Las aguas superficiales y la marisma del Parque Nacional de Doñana. *Revista de Obras Públicas*, 142(3340), p. 17-29.

CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R. y MAYS, L.W., 1994. *Hidrología aplicada*. Santafé de Bogotá etc.: McGraw-Hill Interamericana.

DE BRUIN, H. A. R., 1978. A Simple Model for Shallow Lake Evaporation. *Journal of Applied Meteorology*, 17(8), p. 1132-1134.

DEBRUIN, H.A.R. y KEIJMAN, J.Q., 1979. Priestley-Taylor Evaporation Model Applied to a Large, Shallow Lake in the Netherlands. *Journal of Applied Meteorology*, 18(7), p. 898-903.

DREXLER, J.Z., ANDERSON, F.E. y SNYDER, R.L., 2008. Evapotranspiration rates and crop coefficients for a restored marsh in the Sacramento-San Joaquin Delta, California, USA. *Hydrological Processes*, 22(6), p. 725-735.

FISCHER, H.B., LIST, E.J., KOH, R.C.Y., IMBERGER, J. y BROOKS, N.H., 1979. Mixing in Reservoirs. *Mixing in inland and coastal waters*. New York: Academic Press, p. 148-228.

GUO, X., ZHANG, H., KANG, L., DU, J., LI, W. y ZHU, Y., 2007. Quality control and flux gap filling strategy for Bowen ratio method: revisiting the Priestley-Taylor evaporation model. *Environmental fluid mechanics*, 7(5), p. 421-437.

HEILMAN, J.L., BRITTIN, C.L. y NEALE, C.M.U., 1989. Fetch requirements for bowen ratio measurements of latent and sensible heat fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 44(3-4), p. 261-273.

HENDERSON-SELLERS, B., 1986. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: a review. *Reviews of Geophysics*, 24(3), p. 625-649.

MARTI-CARDONA, B., LOPEZ-MARTINEZ, C., DOLZ-RIPOLLES, J. y BLADÈ-CASTELLET, E., 2010. ASAR polarimetric, multi-incidence angle and multitemporal characterization of Doñana wetlands for flood extent monitoring. *Remote Sensing of Environment*, 114(11), p. 2802-2815.

MINTEGUI, J.A., ROBREDO, J.C. y GARCÍA, J.I., 2004. Importancia de los trabajos de campo en la confección del modelo del terreno para aplicaciones en ecología. *Investigación Agraria: Sistemas y Recursos Forestales*, Fuera de serie, p. 164-175.

PEREZ, P.J., CASTELLVI, F., IBAÑEZ, M. y ROSELL, J.I., 1999. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 97(3), p. 141-150.

PRIESTLEY, C.H.B. y TAYLOR, R.J., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2), p. 81-92.

RAMOS, A., MARTI-CARDONA, B., RABADÀ, J. y DOLZ-RIPOLLÉS, J., 2009. Teledetección e información hidrometeorológica de campo en la marisma de Doñana. *I Jornadas de Ingeniería del Agua*, 27-28 de octubre 2009, CEDEX, .

RAMOS, B., 2002. Ecosistemas. *Parque Nacional de Doñana*. Talavera de la Reina, Toledo: Canseco Editores, p. 69-108.

RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A. y CLEMENTE SALAS, L., 2002. Hidrología Superficial. *Parque Nacional de Doñana*. Talavera de la Reina, Toledo (Spain): Canseco Editores, p. 57-68.

ROSE, C.W. y CHAPMAN, A.L., 1968. A physical analysis of diurnal temperature regimes in clear and turbid water layers: A problem in rice culture. *Agricultural Meteorology*, 5(6), p. 391-409.

SHUTTLEWORTH, W.J., 1993. Evaporation. En: D.R. MAIDMENT (ed.), *Handbook of Hydrology*. New York: McGraw-Hill, p. 4.1-4.53.

WILLMOTT, C.J., 1982. Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 63, p. 1309-1369.



## **CAPÍTULO 9**

---

### **CIERRE DEL BALANCE TÉRMICO**

Aproximación a la modelización de la temperatura del agua en la  
marisma de Doñana





## 9.1 Introducción

Las herramientas de modelización de procesos físicos en ambientes acuáticos proporcionan una valiosa fuente de información para la gestión y conservación de los mismos, así como para profundizar en el conocimiento de las interconexiones entre el medio físico y la ecología, o prevenir los efectos de diferentes estrategias de gestión y del cambio climático global por medio de la simulación de escenarios. En términos generales, los modelos se pueden clasificar en modelos físicos, empíricos o mixtos (Deas y Lowney, 2000). Los modelos físicos utilizan las ecuaciones gobernantes del transporte de masa, momento y/o calor aplicadas a una geometría dada (modelo digital del terreno, por ejemplo) y una serie de variables de entrada. Teóricamente, estos modelos pueden aplicarse a una amplia gama de sistemas y simular escenarios hipotéticos en condiciones distintas a las existentes en el sistema original. Los modelos empíricos se basan en relaciones estadísticas observadas entre varias características de un sistema particular. Una limitación obvia de los últimos es la incapacidad de ser aplicados a condiciones distintas a las observadas.

En lo relativo al agua en Doñana, se han realizado esfuerzos de modelización en tres direcciones principales: hidrología subterránea, hidrodinámica superficial y aplicación de técnicas de teledetección a la monitorización de la calidad de aguas superficiales. La investigación más intensiva se ha realizado en el ámbito de la hidrogeología desde la década de los 80 del siglo XX. Se ha modelizado el flujo de agua subterránea a escala regional y local (e.g., IGME, 1982; UPC, 1999), prestando especial atención a la recarga del acuífero y al impacto de las extracciones en los niveles freáticos (Suso y Llamas, 1990; Trick, 1998; Trick y Custodio, 2004). Actualmente, es objeto de estudio la calidad del agua subterránea y sus fuentes de contaminación (Manzano *et al.*, 2009). En el marco del programa de restauración hidroecológica Doñana 2005, el instituto de investigación Flumen de la Universidad Politécnica de Cataluña aplicó el modelo numérico bidimensional Íber a la simulación de la hidrodinámica superficial de las marismas de Doñana (Dolz *et al.*, 2005). Dada la topografía precisa proporcionada por un vuelo láser-escáner (LIDAR) en el año 2002 (Ibáñez, 2008), esta herramienta permite conocer la evolución de calados y velocidades de agua a partir de variables hidrometeorológicas de entrada. Por último, el Laboratorio de Sistemas de Información Geográfica y Teledetección de la Estación Biológica de Doñana (LAST-EBD) ha utilizado información radiométrica de los sensores de la serie Landsat (MSS, TM y ETM+) para reconstruir los cambios históricos en las características de las aguas

someras de las marismas de Doñana. Los modelos estadísticos desarrollados explicaron un 31 % de la varianza de la turbidez del agua observada y un 70 % de la varianza de la profundidad en zonas inundadas (Bustamante *et al.*, 2009).

El objetivo de este capítulo es realizar una primera aproximación a la modelización térmica del agua de la marisma de Doñana, aprovechando resultados obtenidos en capítulos previos de esta tesis, así como parte de los resultados de la modelización térmica desarrollada por Prats (2011). Al mismo tiempo, la evaluación del ajuste de la temperatura del agua simulada con respecto a la registrada en las estaciones hidrometeorológicas constituye una medida del grado de cierre del balance térmico bajo una serie de supuestos contemplados en el diseño del modelo. El tercer objetivo es realizar una estimación de los principales procesos o variables determinantes de la temperatura del agua, en vistas a proporcionar información adicional para el avance del conocimiento de su comportamiento térmico, así como para orientar los posibles esfuerzos futuros de modelización.

## 9.2 Metodología

### 9.2.1 Estructura del modelo

La temperatura del agua en la marisma se estima mediante un modelo unidimensional simplificado de balance térmico de una capa, en el cual se asume homogeneidad vertical y horizontal de la temperatura del agua en torno a los puntos de simulación. La evolución de la temperatura del agua  $T_w$  (K) con respecto al tiempo  $t$  (s) se define mediante el flujo neto de calor intercambiado con el entorno  $S$  ( $\text{W m}^{-2}$ )

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = \frac{S}{\rho_w c_w h} \quad (9.1)$$

donde  $\rho_w$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) es la densidad del agua,  $c_w$  ( $\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$ ) es su calor específico y  $h$  (m) la profundidad de la columna de agua. El calor intercambiado con el entorno se define como la suma de los flujos térmicos que intercambia el agua con la atmósfera y el sustrato por unidad de área (todos en  $\text{W m}^{-2}$ ), de signo positivo si suponen una ganancia de calor para el agua y de signo negativo si suponen una pérdida

$$S = R_{si} + R_{sr} + R_{ai}(1 - \alpha_L) + R_w + H + \lambda E + G + H_p \quad (9.2)$$

En esta expresión,  $R_{si}$  y  $R_{sr}$  son, respectivamente, la radiación solar incidente y reflejada medidas en las estaciones hidrometeorológicas ( $R_{sr}$  de signo negativo).

La radiación de onda larga emitida por la atmósfera sobre la superficie se define por analogía con un emisor gris de temperatura uniforme mediante la expresión

$$R_{ai} = \varepsilon \sigma T_a^4 \quad (9.3)$$

donde  $\varepsilon$  (adimensional) es la emisividad efectiva de la capa límite atmosférica situada sobre la superficie,  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzmann ( $5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ) y  $T_a$  (K) la temperatura del aire. El albedo de radiación atmosférica  $\alpha_L$  se asume igual a 0.03 (Henderson-Sellers, 1986). El efecto de la nubosidad en este término se incluye en la definición de  $\varepsilon$  por medio de la expresión de Crawford y Duchon (1999),

$$\varepsilon = c + (1 - c)\varepsilon_0 \quad (9.4)$$

donde  $\varepsilon_0$  es la emisividad propia de un cielo despejado y  $c$  el coeficiente de nubosidad dependiente de la radiación solar incidente relativa con respecto a la propia de días claros ( $R_{s0}$ )

$$c = 1 - \frac{R_{si}}{R_{s0}}, \quad 0 \leq c \leq 1 \quad (9.5)$$

$$R_{s0} = 0.74 R_{ext} \quad (9.6)$$

La expresión (9.6) procede del punto 6.3.1 de esta tesis (Capítulo 6) y  $R_{ext}$  es la radiación solar incidente en la parte externa de la atmósfera, calculada de acuerdo a lo expuesto en el punto 3.2.2.1 del Capítulo 3.

El índice de nubosidad  $c$  sólo puede obtenerse en horario diurno, por lo que durante la noche (siendo el ángulo solar cenital mayor que  $85^\circ$ ) se aplica un valor constante de  $c$  igual al promedio de las cuatro últimas horas del día.  $R_{si}$  puede ocasionalmente superar el valor de  $R_{s0}$ , por lo que valores negativos de  $c$  se ajustan a cero.

Para estimar la emisividad propia de cielos despejados,  $\varepsilon_0$ , se utiliza el modelo de Brunt (1932)

$$\varepsilon_0 = a_1 + b_1 e_a^{1/2} \quad (9.7)$$

donde los parámetros del modelo son  $a_1 = 0.53$  y  $b_1$  variable en función del horario diurno o nocturno y del mes del año de acuerdo al ajuste realizado a las condiciones locales (Capítulo 6, punto 6.3.4). En la expresión anterior,  $e_a$  (hPa) es la presión real de vapor del aire calculada a partir de la temperatura del aire  $T_a$  y de la humedad relativa  $HR$ , ambas medidas *in situ*. La presión de vapor real del aire se estima como proporción de la presión de vapor de saturación  $e_{sa}$  (hPa) correspondiente a  $T_a$  (°C) (Allen *et al.*, 1998)

$$e_a = \frac{e_{sa} \times HR}{100} \quad (9.8)$$

$$e_{sa} = 6.108 \exp \left( \frac{17.27 T_a}{T_a + 237.3} \right) \quad (9.9)$$

siendo  $\exp$  una potencia de la base del logaritmo natural (2.7183).

La radiación de onda larga emitida por la superficie ( $R_w$ ) se calcula mediante la ley de Stefan-Boltzmann como la radiación emitida por el agua en función de su temperatura

$$R_w = -\varepsilon_w \sigma T_w^4 \quad (9.10)$$

donde  $\varepsilon_w$  es la emisividad del agua (0.97) y  $T_w$  es la temperatura estimada del agua (K).

EL flujo de calor latente intercambiado con la atmósfera se estima mediante el modelo aerodinámico de Sill (1983)

$$\lambda E = -L_V \rho_w [1.15 \times 10^{-6} C_D U_2 (1 + a c_r) \Delta e] \quad (9.11)$$

donde  $a = 0.73 c_r$       $c_r \leq 1.37$

$$a = 1 \quad c_r > 1.37$$

$$c_r = \frac{0.0017 \Delta T^{1/3}}{C_D U_2}$$

$$c_r = 0 \quad \text{si } T_w < T_a$$

$$\Delta e = (e_{sw} - e_a)$$

$$\Delta T = (T_w - T_a)$$

En (9.11),  $U_2$  es la velocidad del viento medida aproximadamente a 2 m de altura sobre la superficie ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $C_D$  el coeficiente de arrastre ejercido por el viento igual a  $1 \times 10^{-3}$  (Fischer *et al.*, 1979),  $e_{sw}$  la presión de vapor de saturación (9.9) correspondiente a la temperatura del agua y  $L_v$  ( $\text{J kg}^{-1}$ ) el calor latente de vaporización en función de la temperatura del agua (K)

$$L_V = 1.91846 \times 10^6 \left( \frac{T_w}{T_w - 33.91} \right)^2 \quad (9.12)$$

El flujo de calor sensible intercambiado con la atmósfera  $H$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) se obtiene a través de  $\lambda E$  y la relación de Bowen  $\beta$

$$H = \beta \lambda E \quad (9.13)$$

$$\beta = \frac{c_p P}{0.622 L_V} \frac{(T_w - T_a)}{(e_{sw} - e_a)} \quad (9.14)$$

donde  $c_p$  es el calor específico del aire ( $\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$ ) y  $P$  la presión atmosférica a la altura de referencia (1013 hPa).

El intercambio de calor con el sedimento  $G$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) se estima a partir de la temperatura medida del suelo ( $T_s$ ) y la temperatura estimada del agua. Durante las tres primeras horas de cada periodo de simulación se utiliza el método calorimétrico, mediante el cual se obtiene  $G$  a partir de la variación de calor almacenado en el primer metro de sedimento, cuyo perfil de temperatura se interpola linealmente a partir de las medidas de los sensores de temperatura instalados a profundidades de 0, 0.25, 0.75 y 1 m.

$$G = -C \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{z=1} T_s(z, t) dz \quad (9.15)$$

En (9.15),  $C$  es la capacidad térmica volumétrica del sedimento estimada para la marisma de Doñana en  $3.7 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$  (Tabla 7.1 del Capítulo 7). A partir de la cuarta hora de simulación, se aplica un método simplificado de estimación de  $G$  en función únicamente de la temperatura media del agua obtenido por Prats *et al.* (2011). Este método es una simplificación de la ecuación de transmisión de calor por conducción en un sólido semiinfinito, asumiendo una variación sinusoidal diaria de la temperatura superficial. Bajo este supuesto, el intercambio de calor entre agua y sedimento se puede describir como función de la temperatura superficial del sedimento, que en el modelo se considera igual a la temperatura del agua estimada:

$$G = -C \sqrt{\frac{D_t}{\omega}} \frac{\partial T_w(z, t - \delta)}{\partial t} \Big|_{z=0} \quad (9.16)$$

En (9.16),  $\omega = 2\pi/T$ ,  $T = 1$  día y  $\delta = 3$  horas ( $T$  y  $\delta$  en segundos).  $D_t$  es la difusividad térmica del sedimento de la marisma inundada, valorada en el punto 7.4.3 del Capítulo 7 de esta tesis como  $0.14$  y  $0.18 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  para las estaciones D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetaleña, respectivamente.

Finalmente, el modelo contempla un término de flujo de calor aportado por la precipitación registrada  $r$  (m), debido a la diferencia de temperatura entre las gotas de lluvia y el agua de la marisma

$$H_p = \frac{\rho_w c_w r (T_r - T_w)}{\Delta t} \quad (9.17)$$

En (9.17), la temperatura de las gotas de lluvia  $T_r$  se asume igual a la temperatura del punto de rocío, que equivale a la temperatura en la cual el aire se saturaría de humedad manteniendo la presión constante. Esta temperatura se obtiene de la expresión inversa a (9.9), sustituyendo  $e_{sa}$  por  $e_a$ .

### 9.2.2 Aplicación a la simulación de la temperatura del agua de la marisma de Doñana

El modelo térmico descrito se implementa en Matlab con las variables de entrada y salida enumeradas en la Tabla 9.1, siendo las primeras registros de las estaciones hidrometeorológicas. Las simulaciones se aplican por intervalos de tiempo semanales al periodo de inundación 2006/2007 en las estaciones de medida D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetaleña, utilizando un intervalo temporal de cálculo de 10 min y, como condición inicial, la temperatura media de la columna de agua medida al principio de cada semana. Al tratarse de un modelo simplificado de una capa, la temperatura del agua medida que se utiliza como condición inicial y como referencia para la evaluación del modelo se obtiene mediante el promedio de los registros de los sensores inundados a diferentes alturas sobre el sedimento. Para minimizar los errores procedentes del ruido en las series de temperatura, se realiza un suavizado por medias móviles centradas de 2 h a las series de temperatura del agua y del sedimento.

Tabla 9.1 Variables de entrada y salida del modelo.

Variables de entrada	Variables de salida
Temperatura del aire (°C)	Temperatura del agua estimada (K)
Humedad relativa (%)	Flujos de calor estimados (W m <sup>-2</sup> ):
Velocidad del viento (m s <sup>-1</sup> )	Ht, Rai, Rw, E, H, G, P.
Precipitación acumulada (mm)	Estadísticos de evaluación del
Radiación solar incidente (W m <sup>-2</sup> )	modelo.
Radiación solar reflejada (W m <sup>-2</sup> )	
Temperatura del agua (°C) <sup>(1)</sup>	
Temperatura del suelo (°C) <sup>(2)</sup>	

(1) Medidas a 0.2, 0.4, 0.6 y 0.8 m sobre el sedimento.

(2) Medidas a 0, 0.25, 0.75 y 1 m de profundidad.

### 9.2.3 Criterios de evaluación

Los estadísticos utilizados para evaluar el comportamiento del modelo son el error medio (*ME*), el error absoluto medio (*MAE*), la raíz del error cuadrático medio (*RMSE*), el índice de ajuste (*IOA*) y el coeficiente de correlación lineal (*R*), según las siguientes definiciones

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - O_i) \quad (9.18)$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |E_i - O_i| \quad (9.19)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - O_i)^2} \quad (9.20)$$

$$IOA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (E_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|E_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2}, \quad 0 \leq IOA \leq 1 \quad (9.21)$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (E_i - \bar{E})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (E_i - \bar{E})^2 \sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}} \quad (9.22)$$

donde *N* es el número de observaciones, *E<sub>i</sub>* la temperatura del agua estimada, *O<sub>i</sub>* la temperatura del agua observada y  $\bar{E}$ ,  $\bar{O}$  sus respectivos promedios.

## 9.3 Resultados y discusión

### 9.3.1 Comportamiento del modelo

Los estadísticos semanales de evaluación del modelo se presentan en la Figura 9.1 para la estación D04 L. Cerrado Garrido y en la Figura 9.2 para D05 L. Vetalengua. En ellas, las semanas se numeran desde el principio del año hidrológico (la semana 1 corresponde a los días 1-7 de septiembre de 2006), encontrándose ausentes aquellas en las que no había integridad de las series de datos de entrada.

El comportamiento del modelo es variable en función del punto de estudio y de la época del año. En términos generales, presenta errores medios inferiores a 3 °C, coeficientes de correlación superiores a 0.7 e índices de ajuste por encima de 0.6.

El error absoluto medio es prácticamente igual al error medio en la estación D04 L. Cerrado Garrido, lo cual indica una sobreestimación sistemática de la temperatura del agua durante la mayor parte del periodo simulado en este punto. El año hidrológico se puede dividir en cuatro etapas según los resultados del modelo en esta estación de medida. La primera etapa transcurre entre las semanas 9 y 20 (27 de octubre a 18 de enero) y se caracteriza por errores medio, absoluto y cuadrático moderados y de poca variabilidad, entre 0.9 y 1.5 °C de magnitud, coeficientes de correlación entre 0.81 y 0.97 e índices de ajuste inferiores a 0.9. La segunda etapa es la de mejor ajuste del modelo y se extiende entre las semanas 21 y 31 (19 de enero a 5 de abril). En este periodo, las medidas de error (medio, absoluto y RMSE) son inferiores a 1 °C, continúan siendo poco variables y el modelo presenta altos coeficientes de correlación y ajuste ( $R > 0.93$ ,  $IOA > 0.87$ ). El peor ajuste tiene lugar en la tercera etapa, entre las semanas 32 y 40 (6 de abril a 7 de junio). En esta fase primaveral aumenta la magnitud y variabilidad de los errores, con valores medios y absolutos medios semanales que alcanzan los 2.3 °C en su valor máximo semanal. Durante este periodo, el índice de ajuste y el coeficiente de correlación alcanzan sus valores mínimos de 0.66 y 0.74, respectivamente. Finalmente, las tres últimas semanas de simulación (41-43, días 8 a 28 de junio) se recuperan todos estadísticos de evaluación del modelo, si bien el error es más variable que en la segunda etapa, con mayor alternancia de valores positivos y negativos y tendencia cambiante del modelo hacia la subestimación.



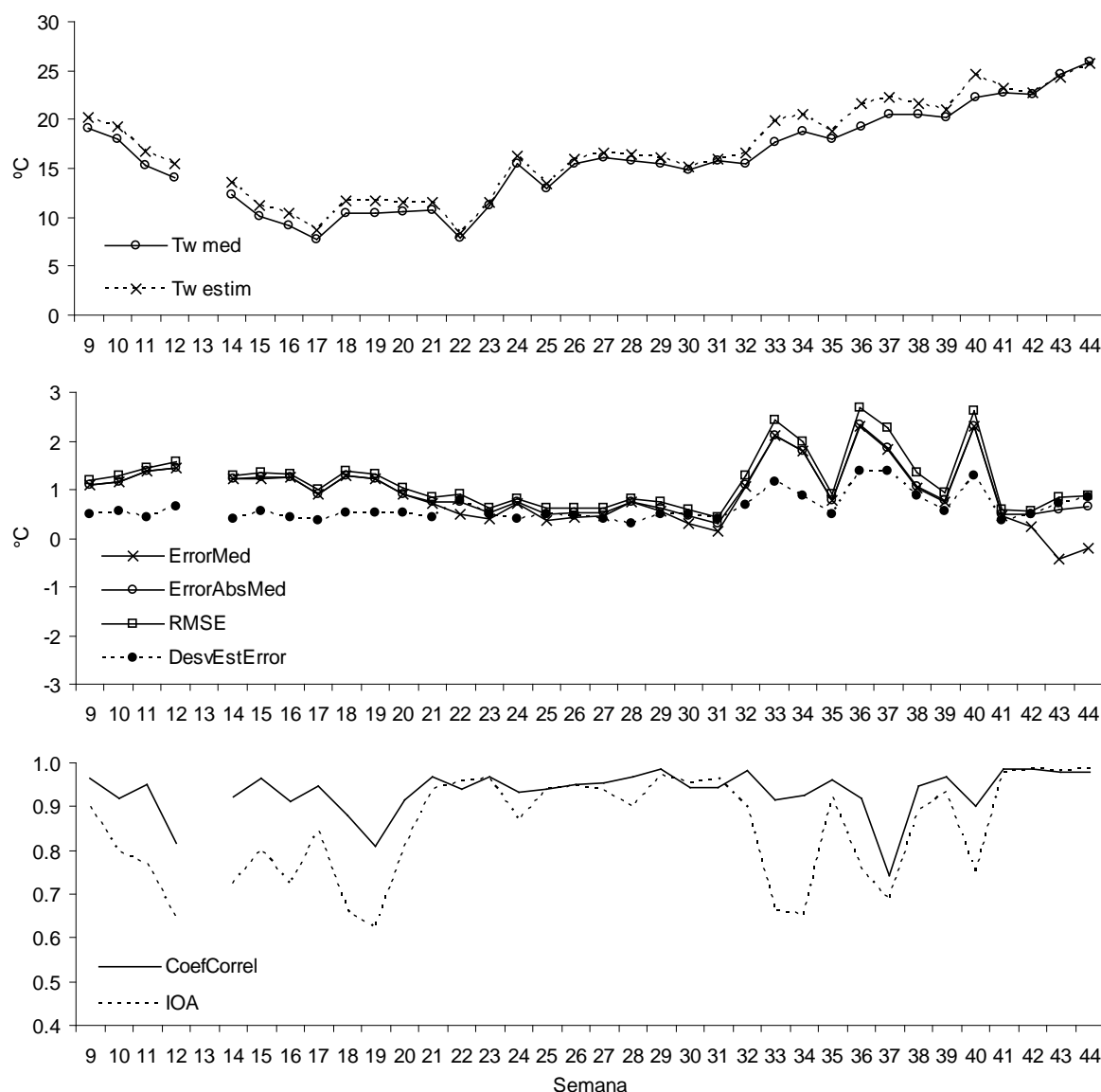


Figura 9.1. Temperatura media semanal medida ( $T_w$  med), estimada ( $T_w$  estim) y estadísticos semanales de evaluación del modelo en la estación D04 L. Cerrado Garrido.

La estimación de la temperatura media del agua presenta resultados mejores en general en la estación D05 L. Vetallengua, en este caso con una tendencia general a la subestimación, siendo el error de estimación creciente de principio a fin del periodo de inundación. El error absoluto medio es inferior a  $0.6^{\circ}\text{C}$  hasta principios de primavera (semana 28, que finaliza el 15 de marzo). La magnitud del error medio, aunque de signo contrario, es prácticamente igual al error absoluto, lo cual indica de nuevo la naturaleza sistemática del error. La baja dispersión del error hasta la

semana 39 (31 de mayo) y la similitud del error absoluto medio y de RMSE, de los cuales el segundo es más sensible a valores alejados de la media que el primero, indican una baja presencia de errores extremos. El ajuste del modelo es máximo a principios del año hidrológico (semanas 8 a 13) y mínimo durante la primavera (semanas 31 a 39).

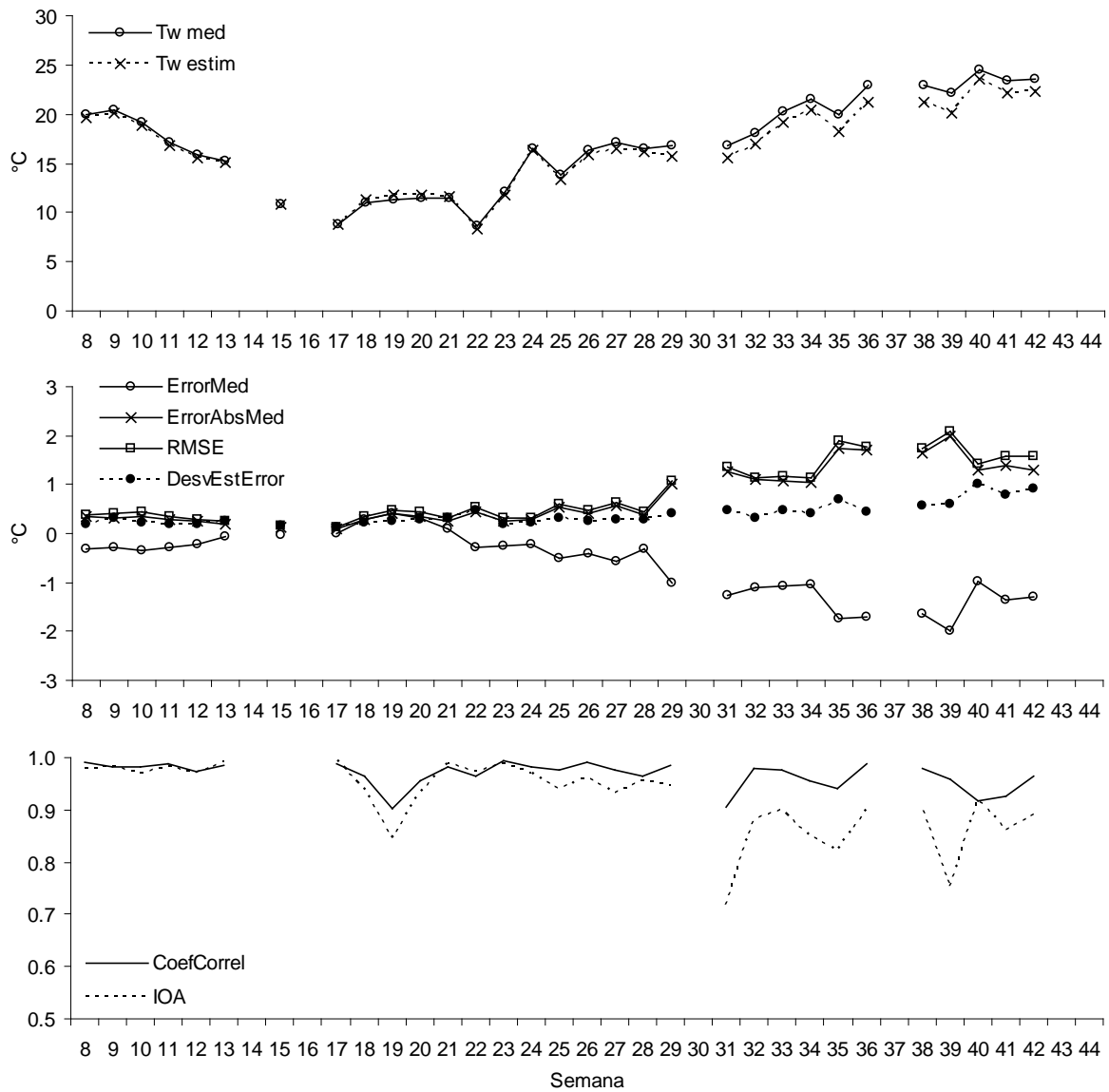


Figura 9.2. Temperatura media semanal medida (Tw med), estimada (Tw estim) y estadísticos semanales de evaluación del modelo en la estación D05 L. Vetallengua.

Los errores de estimación del modelo están relacionados con la estratificación del agua en la marisma, que no se tiene en cuenta en su formulación. En líneas generales, las tendencias de la diferencia vertical de temperatura en la columna de agua y la del error medio de estimación son similares a lo largo del periodo de inundación (Figura 9.3). En la estación D04 L. Cerrado Garrido la estratificación es máxima en primavera, cuando el flujo de radiación solar incidente se intensifica y el calado es suficiente para mantener estas diferencias de temperatura entre la superficie y el fondo de la columna de agua. En la estación D05 L. Vetalengua la estratificación es menor y se intensifica hacia el final del periodo de inundación, igual que el error medio de estimación. La mayor intensidad del viento en esta estación y la menor presencia de vegetación emergente en sus alrededores son las causas más posibles de la menor estratificación primaveral en esta estación. Ejemplos de simulaciones en casos de presencia y ausencia de estratificación en ambas estaciones se presentan en la Figura 9.4.

Los peores resultados del modelo a principios del periodo de inundación en la estación D04 L. Cerrado Garrido podrían estar relacionados con la advección de calor por escorrentía superficial. Hasta principios de diciembre (semana 14) se producen intensas y frecuentes lluvias que podrían generar la entrada de caudales por escorrentía a través del Caño Guadamar, en las inmediaciones de la estación de medida. Este caño perdió su funcionalidad aguas arriba, pero suficientes lluvias pueden suponer una entrada de agua en la marisma a través de su cauce por el drenaje de los terrenos aledaños. Por su proximidad a la estación de medida, es posible que esta entrada de agua afecte al comportamiento térmico observado. En otras circunstancias menos lluviosas, y en cualquier circunstancia en lo referente a la estación D05 L. Vetalengua, el agua recorre lentamente una distancia de varios kilómetros desde su entrada en la marisma hasta las estaciones de medida, por lo que es de esperar que no ejerza una influencia térmica significativa.

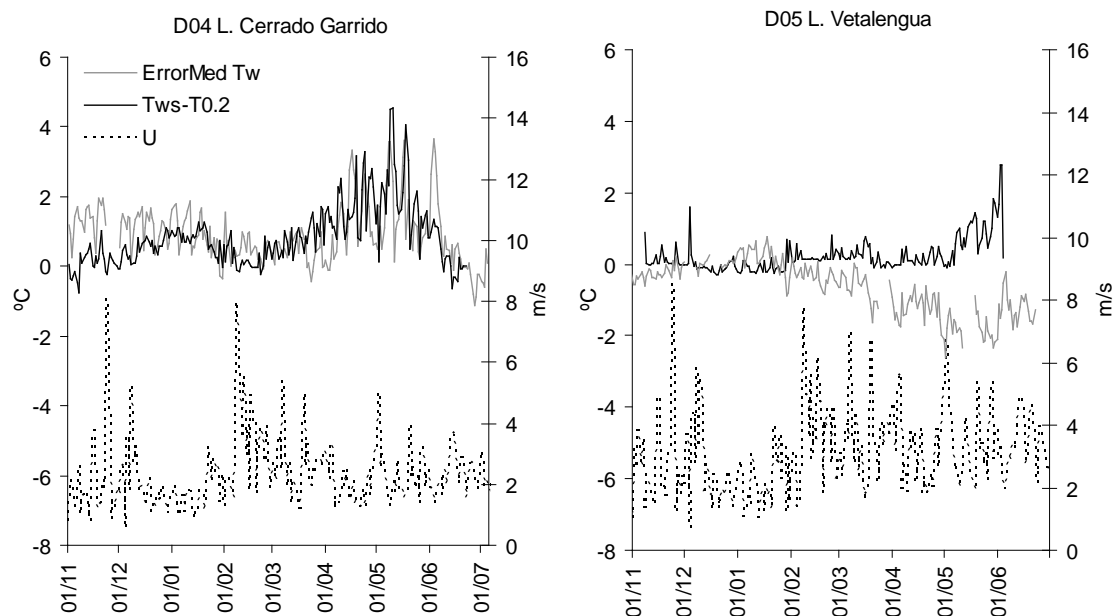


Figura 9.3. Valores medios diarios del error de estimación de la temperatura del agua (ErrorMed Tw, °C), de la diferencia vertical de temperatura en la columna de agua (Tws-T0.2, °C) y de la intensidad del viento (U, m/s).

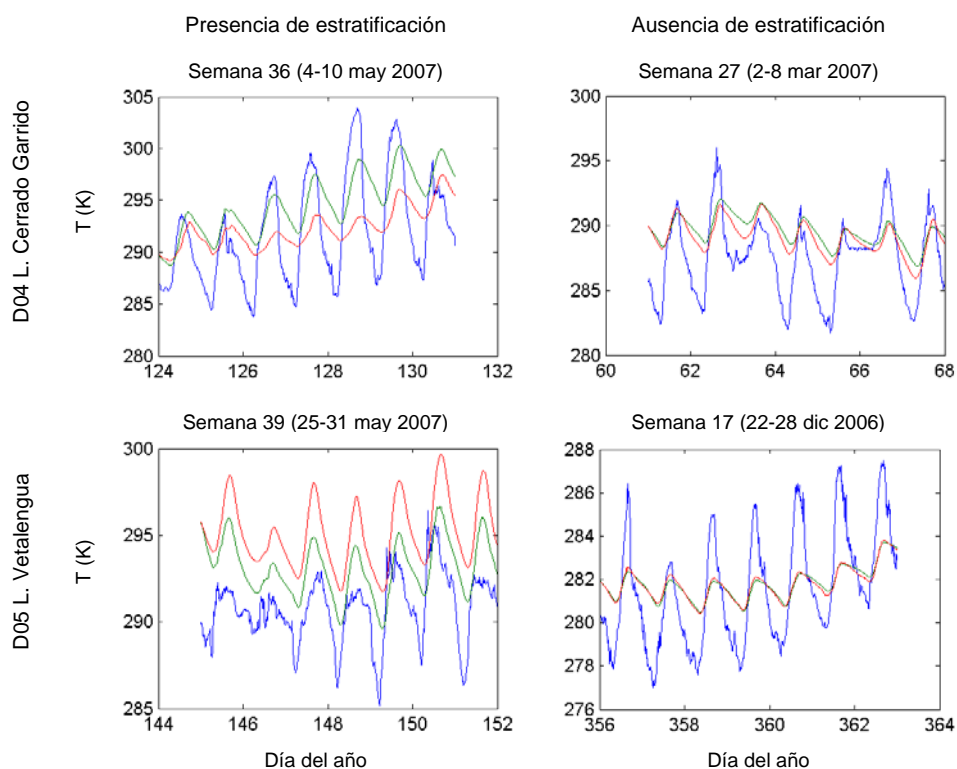


Figura 9.4. Temperatura del agua observada (rojo), estimada (verde) y temperatura del aire (azul) en semanas con presencia y ausencia de estratificación térmica.

La Figura 9.5 muestra la distribución horaria y mensual del error medio de estimación de la temperatura del agua y su desviación típica, que resulta muy diferente en ambas estaciones de medida. En la estación D04 L. Cerrado Garrido el error de estimación, de signo positivo, es más variable y presenta cierta ciclicidad diurna en otoño y primavera. En otoño se produce una sobreestimación máxima diaria de 1.5 °C de la temperatura del agua en torno a las 6 h. En abril y mayo el ciclo diario del error medio tiene su máximo en torno a las 17-18 h. En el mes de junio la alta dispersión del error, con desviación típica superior a la media, indica que se producen tanto subestimaciones como sobreestimaciones de la temperatura del agua en el mismo intervalo horario.

En D05 L. Vetallengua el error de estimación es de signo negativo, de menor magnitud y sin tendencias diurnas importantes hasta el mes de abril. Los meses de mayo y junio aumenta la magnitud del error y aparece una oscilación en su discurso diario, con mayor intensidad en junio, en la que el máximo error ocurre en torno a las 19 h.

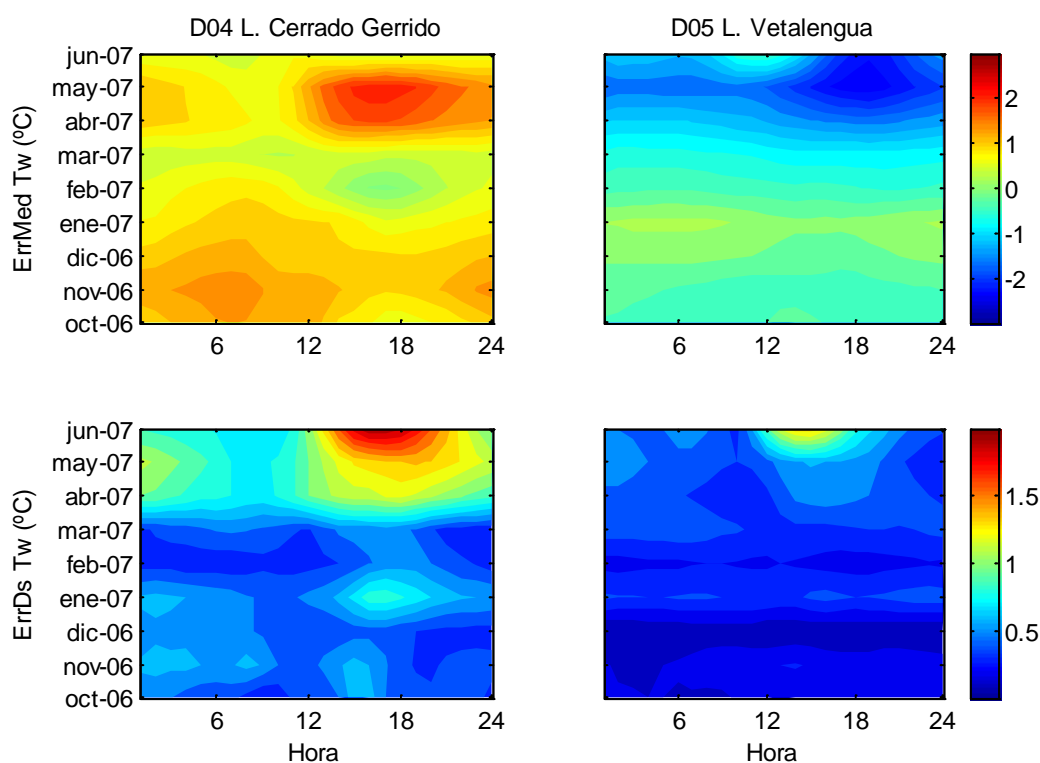


Figura 9.5. Distribución horaria y mensual del error de estimación de la temperatura media del agua. ErrMed: error medio; ErrDs: desviación estándar del error.

El origen de los errores de estimación se puede encontrar, con una cierta antelación debida a la inercia térmica del agua, en la comparación del balance térmico superficial observado y el calculado por el modelo. La Figura 9.6 muestra la distribución horaria y el promedio mensual de estas diferencias (balance térmico calculado menos balance térmico observado). La sobreestimación de la temperatura del agua en la estación D04 L. Cerrado Garrido entre los meses de octubre y febrero tiene su origen en la subestimación de las pérdidas de calor nocturnas, entre las 18 y las 6 h. En consecuencia, la mayor sobreestimación de la temperatura en esta época se registra al amanecer. Los meses de abril y mayo se produce una intensa sobreestimación del balance térmico del agua en torno al mediodía que está directamente relacionada con la estratificación observada en esta estación de medida (Capítulo 7). En estas condiciones, la absorción de calor se concentra en la porción superficial de la columna de agua, limitando la transmisión de calor en profundidad (Capítulo 7, Figura 7.5). Como resultado de ello, se produce una limitación del flujo de calor entrante en el agua, que resulta entre 100 y 300 W m<sup>-2</sup> menos intenso en esta estación en comparación con otros puntos de medida (Capítulo 7, Figura 7.14). En la estación D05 L. Vetallengua el balance térmico calculado se ajusta mejor al observado, siendo la principal desviación una leve subestimación constante del calor absorbido por el agua en las horas diurnas. En esta estación la estratificación de la columna de agua, creciente en los meses de mayo y junio, presenta una termoclina más profunda y un gradiente de temperatura vertical menos pronunciado que en D04 L. Cerrado Garrido, por lo que su capacidad de almacenamiento térmico es mayor y no se observa una limitación importante en el flujo de entrada de calor en el agua (Capítulo 7, Figura 7.14). En este caso, el modelo subestima las intensidades máximas de balance térmico diario del agua al final del periodo de inundación, tanto la máxima ganancia de calor en torno a las 15 h (magnitudes positivas y error de signo negativo), como la máxima pérdida de calor sobre las 21 h (magnitudes negativas, error de signo positivo).

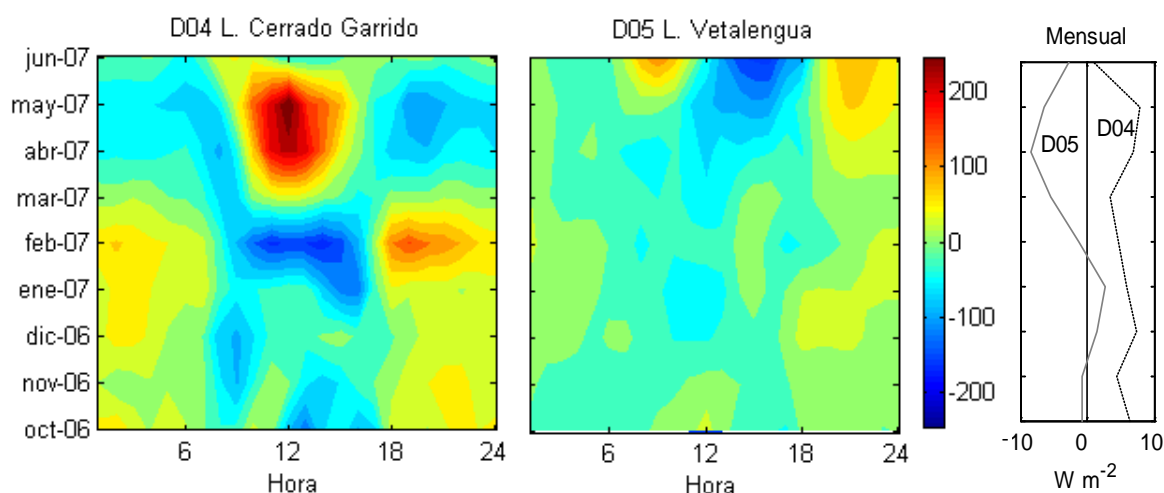


Figura 9.6. Distribución media horaria y mensual del error de estimación del balance térmico del agua, en  $\text{W m}^{-2}$ .

### 9.3.2 Grado de cierre del balance térmico superficial

El grado de cierre del balance térmico superficial calculado por el modelo se puede interpretar como la bondad de ajuste del flujo de calor absorbido y liberado por la columna de agua con respecto al balance térmico observado. En términos medios horarios, el error de estimación se ha presentado en la Figura 9.6. Según Foken (2008), el error medio en estudios de cierre del balance térmico superficial es típicamente de 50 a  $300 \text{ W m}^{-2}$  durante las horas del día. En la gráfica anterior, el 65% de los valores obtenidos para D04 L. Cerrado Garrido y el 90% de los obtenidos para D05 L. Vetalegua tienen un valor absoluto inferior a  $50 \text{ W m}^{-2}$ .

El grado de cierre del balance térmico diario se presenta en la Figura 9.7 y la Tabla 9.2. En el peor de los casos, utilizando los periodos de simulación completos, el error medio diario de estimación del balance térmico del agua es de  $5.18 \text{ W m}^{-2}$  en D04 L. Cerrado Garrido y  $-2.53 \text{ W m}^{-2}$  en D05 L. Vetalegua, explicando un 73 y 83% de la varianza respectivamente. Se alternan tanto errores positivos como negativos, por lo que los errores absolutos superan a los valores medios en mayor medida que ocurría con la temperatura del agua.

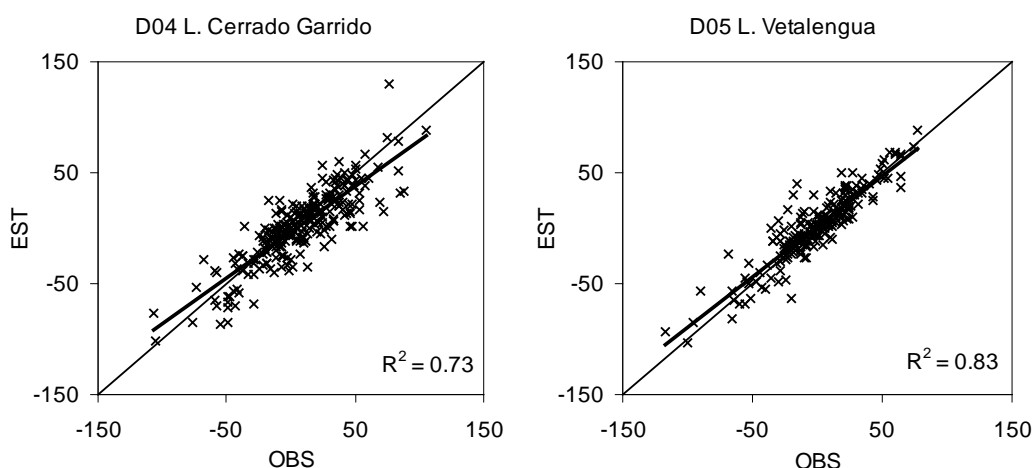


Figura 9.7. Ajuste del balance térmico medio diario del agua, en  $\text{W m}^{-2}$ . EST: valores estimados por el modelo; OBS: valores observados.

Tabla 9.2. Error de estimación del balance térmico superficial en función del ajuste de la temperatura del agua.

<i>EAM Tw máx.</i>	<i>4*</i>	<i>1</i>	<i>0.5</i>	<i>0.25</i>
<i>D04 L. Cerrado Garrido</i>				
n	245	145	57	12
EM ( $\text{W m}^{-2}$ )	5.18	5.99	10.11	5.69
EAM ( $\text{W m}^{-2}$ )	14.23	13.86	14.62	12.55
R	0.73	0.78	0.81	0.83
<i>D05 L. Vetalengua</i>				
n	217	152	112	58
EM ( $\text{W m}^{-2}$ )	-2.53	-1.63	-0.34	0.92
EAM ( $\text{W m}^{-2}$ )	9.40	8.79	7.72	5.79
R	0.83	0.83	0.86	0.93

\*Periodo completo.

EAM Tw máx = error absoluto medio diario máximo de la temperatura del agua;  
n=número de casos; EM = Error medio; EAM = error absoluto medio; R = coeficiente de correlación.

### 9.3.3 Flujos de calor estimados

La Figura 9.8 muestra los flujos térmicos medios diarios en las dos estaciones de medida. Fueron obtenidos mediante el modelo de simulación de la temperatura del agua en las fechas del año hidrológico 2006/2007 cuyo error absoluto medio de estimación es inferior a  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Debido a este



criterio, los datos representados son más escasos a principios del ciclo de inundación y primavera en la estación de medida D04 L. Cerrado Garrido y durante el vaciado en D05 L. Vetalengua.

El flujo neto diario de calor del agua ( $S$ ) puede ser tanto positivo como negativo a lo largo de todo el periodo de inundación dentro del rango  $(-100,100) \text{ W m}^{-2}$ , si bien las frecuencias de valores negativos son mayores en los meses de la primera mitad del periodo y las positivas en la segunda mitad, resultando en la tendencia térmica anual del agua mostrada anteriormente (Figura 9.1, Figura 9.2). Esta variabilidad responde a la baja inercia térmica de la marisma, donde las variaciones diarias de calor disponible en superficie a causa de efectos meteorológicos (visibles, por ejemplo, en las alteraciones de la radiación solar neta) afectan a la columna de agua en su totalidad.

En términos generales, los flujos térmicos de conducción con la atmósfera, evaporación y radiación de onda larga neta constituyen una pérdida de calor en términos netos diarios, aunque se estiman entradas puntuales de calor por conducción en la interfase agua atmósfera hasta el mes de febrero. También en términos generales, la intensidad de estos tres flujos acompaña a la tendencia anual de la radiación solar incidente, con mínimos valores en invierno y máximos en verano. Al final del vaciado, sin embargo, se estabilizan las pérdidas máximas de calor sensible hacia la atmósfera y de radiación de onda larga en torno a  $-40$  y  $-90 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente, antes de alcanzar el máximo anual de radiación solar, en torno a los  $320 \text{ W m}^{-2}$  a finales de junio. En contraste con este efecto, que es visible en D04 L. Cerrado Garrido por la mayor disponibilidad de casos durante este periodo, se produce un incremento continuo de las pérdidas por evaporación, por medio de las cuales se canaliza la creciente radiación solar neta. La última semana del periodo de inundación de la estación D04 L. Cerrado Garrido, se invierte casi una cuarta parte de la radiación solar neta diaria en el balance de radiación de onda larga y cerca de tres cuartas partes de ella en evaporación. En ambas estaciones, los valores medios diarios de calor transmitido desde y hacia el sedimento son de poca importancia y no exceden el rango  $(-8,8) \text{ W m}^{-2}$ , y el calor aportado por la precipitación es despreciable.

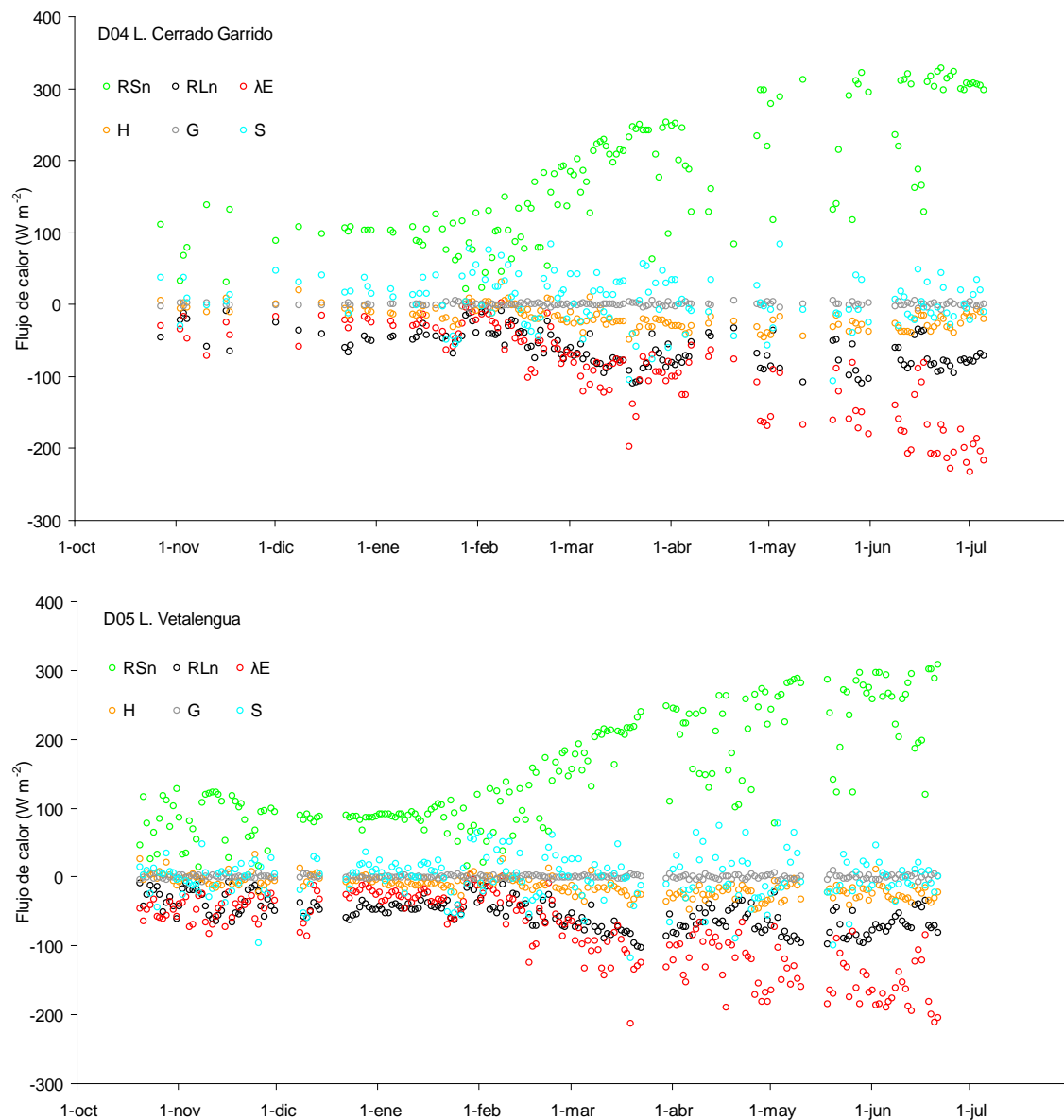


Figura 9.8. Valores medios diarios de radiación solar neta medida (RSn) y flujos térmicos estimados por el modelo (resto). RLn: radiación de onda larga neta;  $\lambda E$ : evaporación; H: conducción a la atmósfera; G: conducción al sedimento; S: flujo de calor neto del agua.

La evolución térmica diezminutal de cuatro días seleccionados se muestra en la Figura 9.9 para las cuatro estaciones del año en condiciones de cielo despejado en la estación D05 L. Vetalegua. En ella se pone de manifiesto el diferente reparto de los componentes del balance térmico en términos horarios con respecto a los valores diarios anteriormente mostrados. El calor absorbido por la columna de agua es el componente del balance térmico que alcanza mayores intensidades

después de la radiación solar neta en todos los casos, pero los valores positivos diurnos se contrarrestan con los negativos nocturnos en gran medida, dando resultados netos diarios menos importantes. En menor grado ocurre lo mismo con la conducción de calor con el aire y el sedimento en verano. Sus intensidades diezminutales (aunque no su signo) se pueden prácticamente equiparar a las del balance neto de radiación térmica, pero en aquellos el resultado acumulado diario es mucho menor. El desacoplamiento del ciclo diurno del balance térmico del agua observado en el caso de verano con respecto a la radiación solar se debe al crecimiento de las pérdidas por evaporación por la intensificación típica del viento entre las 12 y las 18 h en esa época. Es interesante resaltar las diferencias entre los casos de primavera y verano. Mientras el balance de radiación solar se intensifica sensiblemente, apenas lo hacen los flujos de conducción desde la atmósfera, al sedimento ni el balance de radiación de onda larga, porque aumentan tanto la emisión por parte de la atmósfera como del agua. Incluso la máxima intensidad de calor absorbida por la columna de agua se reduce por efecto de su menor profundidad, quedando como resultado una intensa evaporación.

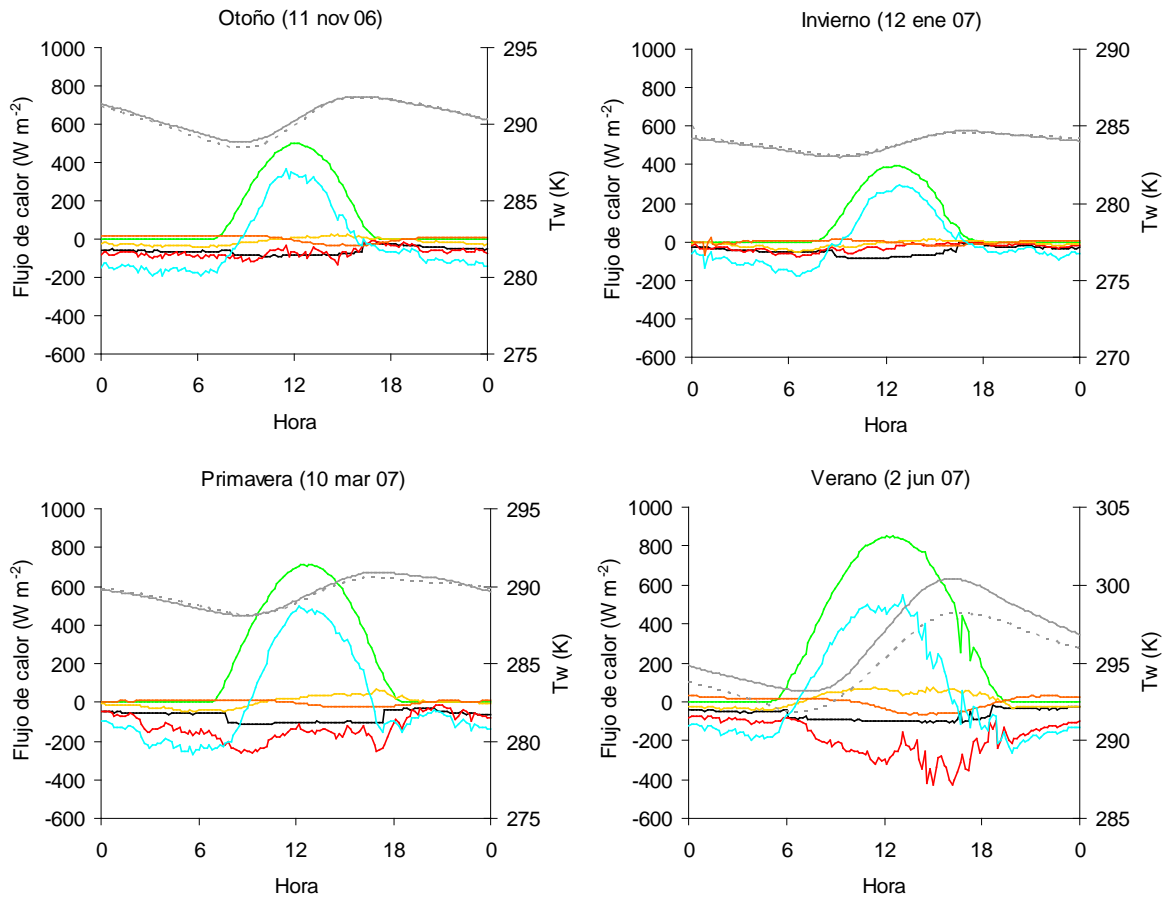


Figura 9.9. Temperatura y balance térmico del agua calculado por el modelo en cuatro días seleccionados de la estación D05 L. Vetalegua: radiación solar neta (verde), radiación de onda larga neta (negro), evaporación (rojo), conducción a la atmósfera (amarillo), conducción al sedimento (naranja), balance térmico del agua (azul), temperatura medida del agua (gris, línea continua), temperatura estimada del agua (gris, línea discontinua).

### 9.3.4 Análisis de sensibilidad

Con el objetivo de identificar los principales factores hidrometeorológicos que afectan a la temperatura media del agua en la marisma, se ha realizado un análisis de sensibilidad de la misma utilizando periodos de buen funcionamiento del modelo. En primer lugar, se han seleccionado las semanas del año hidrológico 2006/2007 en las que la modelización de la temperatura del agua presenta un error absoluto medio de estimación inferior a  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$  y un índice de ajuste superior a 0.9 en la estación D04 L. Cerrado Garrido. Estos criterios se cumplen durante 16 semanas (21, 22, 23, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 35, 39, 41, 42, 43 y 44), en las que el error medio de estimación se sitúa entre  $-0.44$  y  $0.77\text{ }^{\circ}\text{C}$ , la desviación típica semanal máxima del error de estimación es igual a  $0.84$

°C y los coeficientes de correlación son superiores a 0.94. A continuación se realizaron diversas simulaciones modificando una por una las variables involucradas en el balance térmico.

La Tabla 9.3 contiene las desviaciones media y absoluta media de la temperatura del agua obtenidas al incrementar y disminuir un 10% las variables hidrometeorológicas y flujos térmicos que definen el balance térmico del agua. En cada simulación, se modifica una variable multiplicándola por el factor de variación A, que puede tomar los valores 0.9 o 1.1, manteniendo el resto de variables sin modificar. Los flujos térmicos de mayor impacto en la temperatura del agua son, con diferencia, los componentes emitido e incidente del balance de radiación de onda larga, seguidos de la radiación solar incidente y la pérdida de calor por evaporación. En consecuencia, la alta influencia resultante de la temperatura del aire y de la humedad relativa se atribuye en mayor medida a la relación que mantienen con la radiación atmosférica incidente de onda larga que con la evaporación y el intercambio de calor sensible con la atmósfera. La intensidad del viento y la profundidad de agua tienen una influencia moderada, siendo aún menos importantes el flujo calor sensible hacia la atmósfera y la radiación solar reflejada. En este rango de modificación de las variables son prácticamente inapreciables los efectos de la variación del volumen de agua y el calor aportados por la precipitación, de la temperatura del suelo y del intercambio de calor con el sedimento.

Tabla 9.3. Análisis de sensibilidad global de la temperatura del agua.

Factor de variación	Desviación Absoluta Media (°C)		Desviación Media (°C)	
	A=0.9	A=1.1	A=0.9	A=1.1
<i>Hidrometeorología</i>				
Ta	1.12	1.12	-1.12	1.12
HR	0.48	0.47	-0.48	0.47
U	0.15	0.15	0.15	-0.15
Nivel	0.14	0.12	0.01	-0.01
Precipitación	0.00	0.00	0.00	0.00
Ts	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Flujos térmicos</i>				
Rw	0.90	0.96	0.90	-0.96
Rai	0.80	0.75	-0.80	0.75
Rsi	0.38	0.41	-0.38	0.41
$\lambda E$	0.24	0.22	0.24	-0.22
H	0.05	0.05	0.05	-0.05
Rsr	0.04	0.04	0.04	-0.04
G	0.01	0.01	0.00	0.00
Hp	0.00	0.00	0.00	0.00

A continuación se comparan los efectos de las mismas variaciones de las variables hidrometeorológicas y flujos térmicos operadas sobre la simulación de la temperatura del agua en las cuatro estaciones del año hidrológico 2006/2007. Para ello, se comparan los resultados del análisis de sensibilidad de cuatro semanas seleccionadas por el buen funcionamiento del modelo, mostradas en la Figura 9.10. Debido a que el ajuste del modelo es mejor en la estación D05 L. Vetallengua al principio del año hidrológico, las semanas seleccionadas de otoño e invierno corresponden a esta estación de medida. En este caso, dada la similitud de las condiciones hidrometeorológicas en ambas estaciones y el carácter orientativo del análisis, se ha priorizado utilizar periodos del buen funcionamiento del modelo.

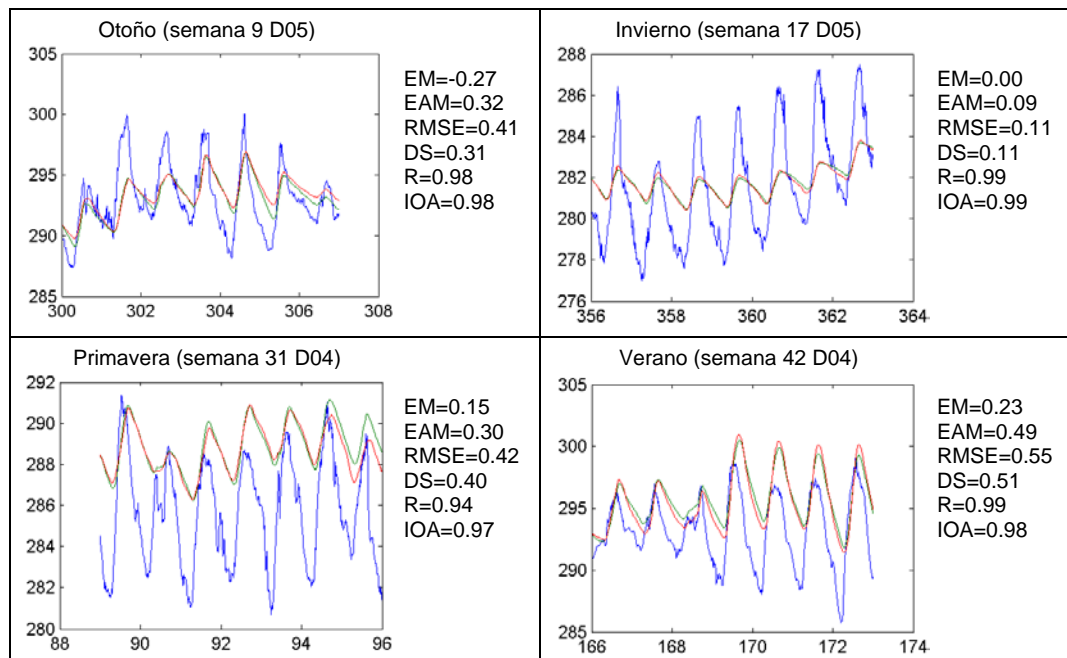


Figura 9.10. Resultados originales del modelo en los periodos utilizados para el análisis de sensibilidad estacional: temperatura del aire medida (azul, K), temperatura del agua medida (rojo, K) y temperatura del agua estimada (verde, K). EM = error medio; EAM = error absoluto medio; RMSE = raíz del error cuadrático medio; DS = desviación típica del error; R = coeficiente de correlación; IOA = índice de ajuste.

La variación absoluta media de la temperatura del agua resultada del análisis de sensibilidad estacional se muestra en la Figura 9.11 para las variables hidrometeorológicas y en la Figura 9.12 para los componentes del balance térmico superficial. En general, el efecto de cada variable sobre la temperatura del agua se corresponde con lo observado en el análisis global presentado en la Tabla 9.3, aunque se pueden apreciar algunas diferencias. La variable que presenta mayor cambio

estacional en su efecto sobre la temperatura del agua es la temperatura del aire, siendo unas tres veces más intenso su efecto en otoño y verano que en invierno.

Dado que se ha realizado una variación porcentual de las variables que afectan a la temperatura del agua, algunos de los efectos estacionales observados pueden ser coherentes con la oscilación anual de las mismas. Es el caso de la temperatura del aire, la velocidad del viento, la radiación solar incidente, la evaporación y la conducción de calor a la atmósfera, que ejercen una mayor influencia en primavera y verano. Sin embargo, ocurre lo contrario con los flujos de radiación de onda larga (atmosférica incidente y emitida por la superficie). El efecto que producen sobre la temperatura del agua no corresponde a la evolución de su magnitud (mayor en verano que en invierno), posiblemente porque en primavera y verano adquieren mayor relevancia relativa el balance de radiación solar y la evaporación.

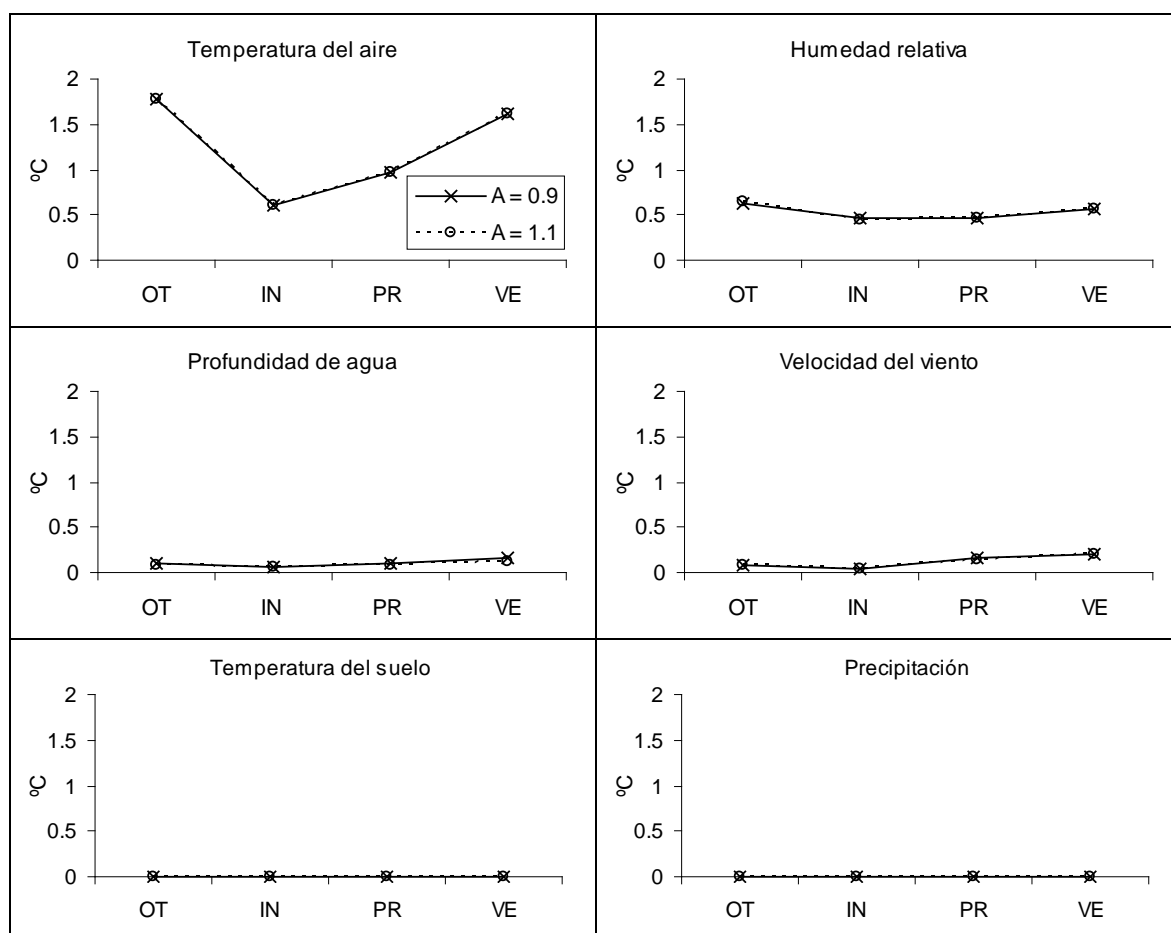


Figura 9.11. Análisis de sensibilidad estacional de la temperatura del agua estimada (desviación absoluta media, en °C) con respecto a variables hidrometeorológicas.

En función de estos resultados, la principal implicación del análisis de sensibilidad para la mejora del comportamiento del modelo parece ser la necesidad de prestar una mayor atención a los componentes del balance de radiación de onda larga. Sin embargo, la simulación de la temperatura del agua en D04 L. Cerrado Garrido con la información disponible de radiación neta medida, evitando así la estimación de los flujos de radiación térmica, no produjo una mejora significativa del comportamiento del modelo sino que incluso empeoró algunos estadísticos. Durante las 32 semanas de comparación, se obtuvo una mejora del 1% del error absoluto medio semanal y de la raíz del error cuadrático medio. Por otro lado, el error medio aumentó un 3%, el coeficiente de correlación empeoró un 1% y no se modificó el índice de ajuste. No se dispone de información de campo suficiente en D05 L. Vetalengua para realizar la misma comparación, por lo que no se puede descartar la influencia de un mejor ajuste del balance de radiación de onda larga. Además, el modelo de radiación atmosférica incidente no se ha ajustado en este punto de medida y su cercanía a la costa podría resultar relevante.



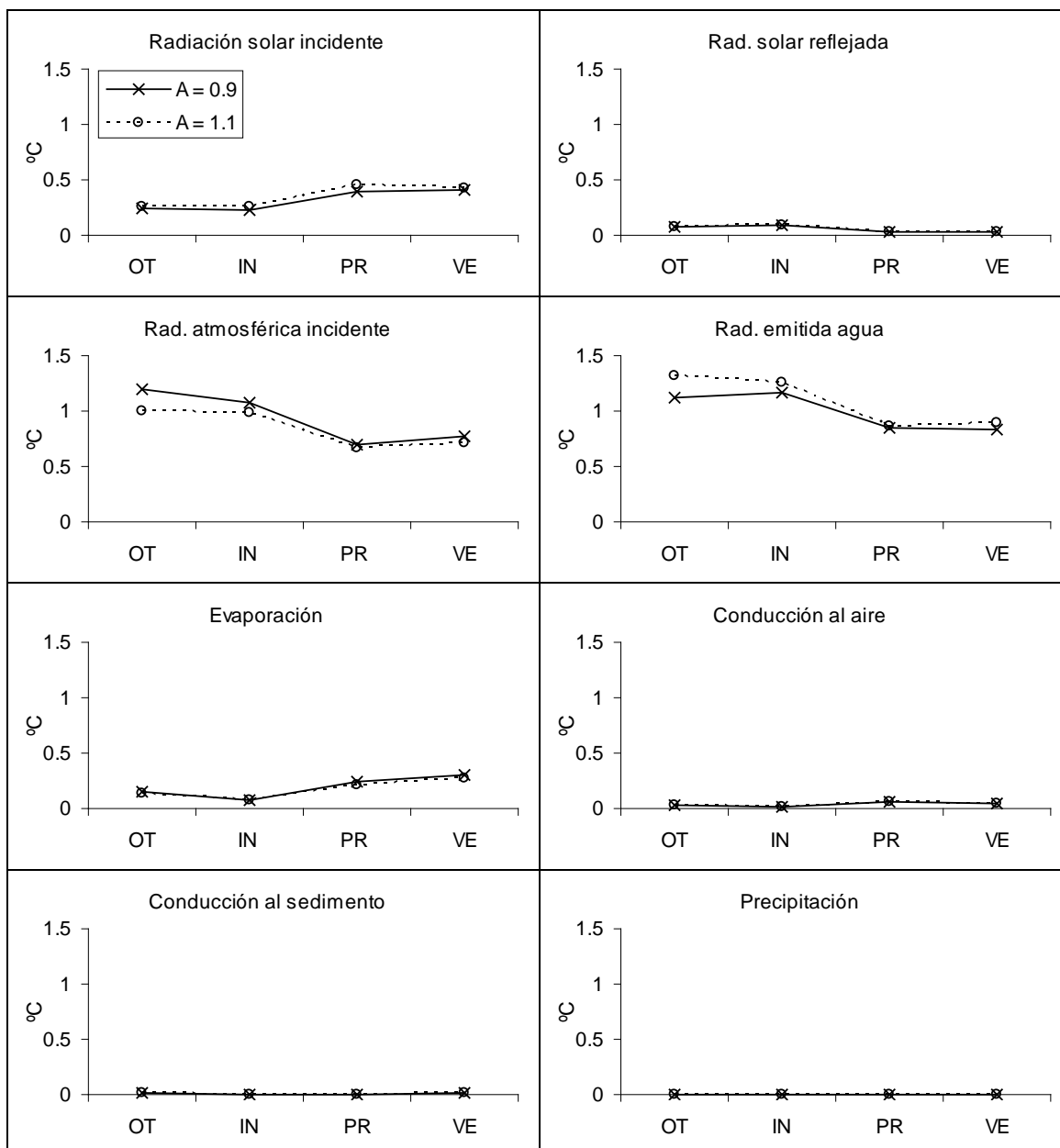


Figura 9.12. Análisis de sensibilidad estacional de la temperatura del agua estimada (desviación absoluta media, en °C) con respecto a los componentes del balance térmico.

## 9.4 Conclusiones

En este capítulo se ha realizado una primera aproximación a la modelización térmica de la marisma de Doñana por medio de la implementación de un modelo simple de balance térmico de una capa. Este modelo estima la temperatura media de la columna de agua a intervalos de tiempo de diez minutos a partir de datos de temperatura del aire, humedad del aire, nivel de agua, velocidad del viento, precipitación y radiación solar neta. Además, requiere conocer la temperatura media inicial de la columna de agua y la evolución térmica del sedimento en las tres primeras horas de cada periodo de simulación.

Los resultados de la simulación en periodos semanales del año hidrológico 2006/2007 en los lucios de Cerrado Garrido y Vetallengua son variables en función de la época del año y de la localización. En términos generales, presenta errores medios inferiores a 3 °C, coeficientes de correlación superiores a 0.7 e índices de ajuste por encima de 0.6, siendo la calidad de los resultados inversamente proporcional a la estratificación observada del agua.

En D04 L. Cerrado Garrido se identifica una tendencia sistemática a la sobreestimación de la temperatura del agua. Durante la primera mitad del periodo de inundación, ésta se origina en la sobreestimación del balance térmico nocturno del agua. Las mayores discrepancias se producen en primavera y están directamente relacionadas con la estratificación observada en esta estación en torno al mediodía.

En la estación D05 L. Vetallengua, los errores del modelo son menores y tendentes a la subestimación. Se concentran los errores entre las 6 y las 18 h durante casi todo el periodo de inundación, pero con una ciclicidad diaria mucho menos acusada que en la estación anterior y de magnitud creciente hacia el final del periodo de inundación.

En términos medios horarios mensuales, el cierre del balance térmico superficial presenta el 65% de los valores obtenidos para D04 L. Cerrado Garrido y el 90% de los obtenidos para D05 L. Vetallengua con un valor absoluto inferior a 50 W m<sup>-2</sup>. Las máximas desviaciones medias, en febrero y primavera en D04 L. Cerrado Garrido y en mayo-junio en D05 L. Vetallengua, alcanzan los valores de +200 y -200 W m<sup>-2</sup>. El error medio diario de estimación del balance térmico del agua es de 5.18 W m<sup>-2</sup> en D04 L. Cerrado Garrido y -2.53 W m<sup>-2</sup> en D05 L. Vetallengua, explicando un 73 y 83% de su varianza respectivamente.

Los flujos térmicos calculados por el modelo reflejan procesos previamente identificados en el comportamiento térmico de la marisma, como son la baja inercia térmica de la columna de agua, la baja importancia del intercambio de calor agua-sedimento en términos netos diarios y la aceleración de la evaporación hacia el vaciado final de la marisma por efecto de la intensificación del viento y la reducida capacidad térmica del agua.

El análisis operado sobre los periodos de mejor comportamiento del modelo ha puesto de manifiesto la alta sensibilidad del agua a variaciones de los componentes emitido e incidente del balance de radiación de onda larga, seguidos de la radiación solar incidente y la pérdida de calor por evaporación. Entre las variables hidrometeorológicas, las altas influencias de la temperatura del aire y de la humedad relativa se atribuyen a la relación que mantienen con la radiación atmosférica incidente de onda larga. Hacia la primavera y verano, el balance de radiación de onda larga pierde relativamente importancia en la determinación de la temperatura del agua con respecto a la radiación solar incidente y la evaporación.

Los resultados de este capítulo señalan hacia el proceso de estratificación como causa más posible de los fallos del modelo de simulación térmica, por lo que es recomendable desarrollar un modelo más complejo de varias capas a pesar de la escasa profundidad de la marisma. De esta manera, se reajustarían también otros flujos de calor, principalmente las pérdidas por evaporación y conducción con la atmósfera, y la emisión de radiación de onda larga, que dependen de la temperatura superficial del agua y que podrían ser responsables de los desajustes del balance térmico estimado de menor intensidad y mayor duración, con lo que seguramente se corregirían los errores sistemáticos del modelo.

## 9.5 Referencias

ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D. y SMITH, M., 1998. *Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements (FAO Irrigation and drainage paper 56)*. 56. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization.

BRUNT, D., 1932. Notes on radiation in the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 58, p. 389-420.

BUSTAMANTE, J., PACIOS, F., DIAZ-DELGADO, R. y ARAGONÉS, D., 2009. Predictive models of turbidity and water depth in the Donana marshes using Landsat TM and ETM plus images. *Journal of environmental management*, 90(7), p. 2219-2225.

CRAWFORD, T.M. y DUCHON, C.E., 1999. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. *Journal of Applied Meteorology*, 38(4), p. 474-480.

DEAS, M.L. y LOWNEY, C.L., 2000. *Water temperature modeling review : Central Valley*. California: California Water Modeling Forum.

DOLZ, J., BLADÉ CASTELLET, E. y GILI, J.A., 2005. Modelo numérico de la hidrodinámica de la Marisma de Doñana. En: F. GARCÍA NOVO y C. MARÍN CABRERA (eds.), *Doñana, Agua y Biosfera*. Madrid: Doñana 2005, Conf. Hidrográfica del Guadalquivir, Ministerio de Medio Ambiente, p. 149-150.

FISCHER, H.B., LIST, E.J., KOH, R.C.Y., IMBERGER, J. y BROOKS, N.H., 1979. Mixing in Reservoirs. *Mixing in inland and coastal waters*. New York: Academic Press, p. 148-228.

FOKEN, T., 2008. The energy balance closure problem: An overview. *Ecological Applications*, 18(6), p. 1351-1367.

HENDERSON-SELLERS, B., 1986. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: a review. *Reviews of Geophysics*, 24(3), p. 625-649.

IBÁÑEZ, E., 2008. *Validación de Modelos Digitales del Terreno de precisión a partir de datos Láser Escáner Aerotransportado; Aplicación a la Marisma del Parque Nacional de Doñana* Dir: J. A. Gili. Universitat Politècnica de Catalunya. Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica.

IGME, 1982. *Modelo matemático bidimensional del sistema nº 27. Unidad Almonte-Marismas*. Informe interno. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.

MANZANO, M., CUSTODIO, E., HIGUERAS, H., PUIG, R. y SOLER, A., 2009. Influencia de la gestión del acuífero sobre los humedales del manto eólico de Doñana. *Boletín geológico y minero*, 120(3), p. 377-392.

PRATS, J., 2011. *El règim tèrmic del tram inferior de l'Ebre i les seues alteracions* Dir: J. Dolz. Institut Flumen, Departament d'Enginyeria Hidràulica, Marítima i Ambiental de la Universitat Politècnica de Catalunya.

PRATS, J., RAMOS, A., ARMENGOL, J. y DOLZ, J., 2011. Comparison of Models for the Calculation of Diel Sediment-Water Heat Flux from Water Temperatures. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1(1), p. 246.

SUSO, J.M. y LLAMAS, M.R., 1990. El impacto de la extracción de aguas subterráneas en el Parque Nacional de Doñana. *Estudios geológicos*, 46(3), p. 317-345.

TRICK, T., 1998. *Impactos de las extracciones de agua subterránea en Doñana. Aplicación de un modelo numérico con consideración de la variabilidad de la recarga* Dir: E. Custodio. Universitat Politècnica de Catalunya, Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica.

TRICK, T. y CUSTODIO, E., 2004. Hydrodynamic characteristics of the western Doñana Region (area of El Abalario), Huelva, Spain. *Hydrogeology Journal*, 12(3), p. 321-335.

UPC, 1999. *Regional groundwater flow model in the Almonte-Marismas aquifer*. Madrid: Groundwater Hydrology Group of the Technical University of Catalonia and Geological Institute of Spain.



## **CAPÍTULO 10**

---

### **CONCLUSIONES GENERALES**





## **10.1 Introducción**

La marisma de Doñana es un humedal de reconocida importancia ecológica, principalmente como lugar de paso, cría e invernada de aves europeas y africanas. Situada en Andalucía occidental, en las provincias de Huelva y Sevilla, la actual marisma natural (o menos modificada) se extiende sobre aproximadamente 27000 ha en la margen derecha del río Guadalquivir. Su conformación es el resultado de la colmatación del antiguo estuario del río, y presenta una práctica ausencia de relieve con la ocurrencia de procesos anuales de inundación y secado que se prolongan típicamente de mediados de otoño a mediados de verano.

El objetivo principal de esta tesis ha sido caracterizar, a diferente escala temporal, el comportamiento térmico de la marisma de Doñana mediante un análisis de su hidrometeorología orientado a los flujos de calor que definen el balance térmico del agua. Para ello, se ha utilizado información de campo obtenida durante los tres años hidrológicos comprendidos entre septiembre de 2006 y agosto de 2009 por una red de seis estaciones automáticas de medida con registro de datos a intervalos de tiempo de diez minutos.

A continuación, se exponen los principales resultados y conclusiones de la tesis, sus posibles aplicaciones y las recomendaciones para futuras líneas de investigación relacionadas.

## **10.2 Resultados y conclusiones generales**

Los resultados de esta tesis y las conclusiones parciales se han expuesto previamente en los capítulos correspondientes. En esta sección se resumen y reúnen las principales conclusiones de todos ellos, indicando su procedencia.

### **10.2.1 Marco hidrometeorológico de la marisma de Doñana**

El análisis descriptivo de la información de campo de alta resolución temporal ha permitido caracterizar el contexto hidrometeorológico de los años hidrológicos 2006/2007, 2007/2008 y 2008/2009 en la marisma de Doñana. Se ha prestado especial atención al año 2006/2007 por presentar un proceso de inundación generalizado en la marisma de duración próxima al promedio histórico. En el Capítulo 5 de esta tesis se ha realizado un análisis a diferentes escalas temporales

y en el dominio de la frecuencia de la temperatura del aire, la humedad relativa, la pluviometría y el régimen de viento. En el Capítulo 8 se han analizado las diferencias de presión de vapor y temperatura entre la superficie del agua y la atmósfera, lo cual complementa el análisis anterior en términos de interpretación de los flujos de calor que se intercambian entre ambas. Las principales conclusiones obtenidas se enumeran a continuación.

#### **10.2.1.1      *Características hidrometeorológicas generales***

- Los valores medios (media diaria mínima - media diaria máxima) de temperatura y humedad relativa del aire durante los tres años estudiados fueron de 17 °C (3-29 °C) y 71% (30-95%), respectivamente. La variabilidad a lo largo del día de ambas desciende durante la primera mitad del año hidrológico y asciende durante la segunda, siendo mínima en el mes de febrero.
- El régimen anual de viento, con intensidad media (media diaria mínima - media diaria máxima) de 2.6 m s<sup>-1</sup> (0.6-9.2 m s<sup>-1</sup>), presentó una distribución de direcciones bimodal debida a la predominancia, por orden de mayor frecuencia e intensidad, del tercer cuadrante (S-O) en verano y del primer cuadrante (N-E) en invierno.
- Los volúmenes anuales acumulados de precipitación en la marisma (promedio de las dos estaciones provistas de pluviómetro) fueron 652 mm en 2006/2007, 418 mm en 2007/2008 y 417 en 2008/2009, superando sólo en el primer caso la media histórica de 537 mm.
- Los tres años hidrológicos estudiados presentaron inviernos poco lluviosos, con volúmenes acumulados entre un 20 y un 55% inferiores a la media histórica de 242 mm para esa época del año, y veranos prácticamente ausentes de precipitación. La principal característica diferenciadora del año 2006/2007, el único en el que se desarrolló un proceso de inundación generalizado en la marisma, tuvo lugar en las excepcionales lluvias del otoño (entre 345 y 392 mm), que supusieron más de la mitad del volumen anual de precipitación y compensaron la escasez invernal. Los periodos primaverales fueron un 30-40% más secos que la media (111 mm) el primer y tercer año, y un 30-40% superiores a ella el segundo.
- Se contabilizaron entre 35 y 47 eventos de precipitación anuales. Sus características medias fueron una duración de 10 h, una intensidad media diezminutal de 3 mm/h, máxima de 12 mm/h y un volumen medio acumulado de 12 mm.
- El déficit de presión de vapor sobre la marisma, definido como la diferencia entre la presión de vapor del aire en contacto con el agua y a 2 m de altura sobre ella, aporta información sobre el intercambio de calor entre agua y atmósfera. A lo largo del periodo de inundación

continuo de 2006/2007, se observó un déficit de presión de vapor mínimo y de escasa variabilidad a lo largo del día entre los meses de octubre y febrero, lo cual aumenta la importancia relativa de las pérdidas de calor sensible con respecto a las de evaporación. A partir de entonces, el déficit de presión de vapor se intensifica progresivamente con máximos valores (mínima relación calor sensible/calor latente) en los meses de verano entre las 12 y las 19 h (Capítulo 8).

#### **10.2.1.2 Ciclos hidrometeorológicos**

- Los valores medios diarios de la intensidad del viento, temperatura y humedad del aire describen un comportamiento sinusoidal a lo largo del año, estando las dos primeras en fase y la tercera en oposición de fase con respecto a la evolución de la radiación solar. El rango anual de variación de estas curvas es, respectivamente, de  $0.80 \text{ m s}^{-1}$ ,  $12.9 \text{ }^{\circ}\text{C}$  y 23.7%.
- Acoplados a los ciclos anuales de temperatura y humedad del aire, se presentan en estas variables periodos significativos de oscilación relativamente largos (de 8 a 32 días) asociados a la primavera y el otoño, y oscilaciones de periodo inferior asociadas al invierno y al verano.
- Las brisas marinas, de ciclo diario, son intensas y persistentes durante los meses de mayo a septiembre, con marcado componente suroeste e intensidad máxima entre las 15 y 17 h. El resto del año las brisas se debilitan y predominan oscilaciones en la intensidad del viento de 2 a 16 días de duración.

#### **10.2.2 Comportamiento térmico de la marisma inundada**

En el Capítulo 7 de esta tesis se estudiaron los regímenes de temperatura del agua y del sedimento en la marisma de Doñana durante los periodos de inundación de los años hidrológicos 2006/2007 y 2007/2008, tomando el segundo como ejemplo de un proceso de inundación espacialmente desigual en la marisma. Además, en el Capítulo 9 se modeló numéricamente la evolución de la temperatura del agua en el primero de estos años y se analizaron los factores que la condicionan. Las principales conclusiones de todo ello se exponen a continuación.

#### **10.2.2.1 Régimen térmico a escala anual y diaria**

- Debido a la reducida profundidad y, por tanto, baja capacidad de almacenamiento térmico por unidad de área de la columna de agua, su temperatura media diaria está fuertemente asociada a la del aire ( $R^2 \approx 0.9$ ).
- La modelización de la temperatura del agua ha puesto de manifiesto una alta sensibilidad de ésta, por orden de importancia, a los componentes emitido e incidente del balance de radiación de onda larga, seguidos de la radiación solar incidente y la pérdida de calor por evaporación. En consecuencia, la alta influencia de la temperatura del aire y de la humedad relativa se atribuye a la relación que mantienen estas variables con la radiación atmosférica incidente de onda larga. En términos netos, sin embargo, resulta más relevante la influencia del balance de radiación solar de onda corta que la del balance de radiación onda larga, por la mayor compensación del efecto opuesto de los componentes incidente y emitido del segundo de ellos.
- En condiciones de inundación homogénea, la temperatura media diaria del agua y su variación a lo largo del día son muy similares en los diferentes puntos de medida en la marisma. En esta situación, la variación diaria de la temperatura media del agua raramente excede los 5 °C entre los meses de octubre y mayo. En caso de inundación desigual y desconexión entre distintas masas de agua, la principal diferencia entre ellas se encuentra en la oscilación térmica diaria de cada una, que aumenta en las zonas de menor calado presentando máximos de hasta 17 °C.
- La oscilación anual de temperatura del agua se propaga en el suelo, presentando a un metro de profundidad un retraso temporal de 43 a 48 días y una atenuación de la amplitud térmica anual de 11 °C.

#### **10.2.2.2 Régimen térmico a escala horaria**

- Se han identificado procesos diurnos de estratificación térmica en la columna de agua en épocas de intensa radiación y suficiente calado, más comunes a partir del mes de marzo. Su intensidad en un punto de la marisma se encuentra esencialmente condicionada por la cantidad de radiación solar incidente. La estratificación se rompe diariamente por la acción del viento y/o enfriamiento superficial en la tarde-noche.

- La magnitud del calor absorbido y liberado por el agua y sedimento a lo largo de un día en la marisma varía considerablemente en función del calado y de la estratificación diurna del agua. Sólo es semejante en los puntos diferentes de medida durante los meses de otoño e invierno bajo similares condiciones de inundación.
- Las propiedades térmicas del suelo inundado se estiman en una difusividad térmica entre 0.14 y  $0.18 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  y una capacidad térmica volumétrica de  $3.70 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ . Según estas propiedades, el 95% de la oscilación térmica diaria superficial se atenúa a una profundidad entre 0.19 y 0.21 m.
- En presencia de estratificación térmica, se reduce notablemente la capacidad de transportar calor desde la superficie al fondo de la columna de agua, lo cual produce una reducción en la intensidad de absorción de calor por la columna de agua. Paralelamente, este efecto anula prácticamente la transmisión del ciclo diurno de temperatura al sedimento y, por lo tanto, el papel de este último en el balance térmico del agua a corto plazo.

### 10.2.3 Balance térmico en superficie

Los componentes del balance térmico de la marisma inundada, estimados a partir de las medidas de campo, se han analizado en diferentes capítulos de esta tesis: el Capítulo 6 se centró en el análisis del balance de radiación sobre la superficie del agua; seguidamente, gran parte del Capítulo 7 se dedicó a la acumulación y liberación de calor por parte del agua y sedimento inundado; por último, el Capítulo 8 trató sobre los flujos de intercambio de calor sensible y latente entre la superficie de agua y la atmósfera.

Por otro lado, en el Capítulo 9 se realizó una estimación del grado de cierre del balance térmico superficial bajo una serie de supuestos contemplados en un modelo de simulación de la temperatura del agua.

A continuación, se exponen las principales conclusiones obtenidas según la escala temporal de estudio, indicando en cada una el capítulo de procedencia.

#### **10.2.3.1      *Balance térmico a escala anual y diaria***

- El balance térmico por unidad de área del agua y del primer metro de suelo inundado a escala diaria es homogéneo espacialmente en la marisma y de valor neto reducido como resultado de la compensación en 24 h de las ganancias y pérdidas de calor (Capítulo 7).
- A lo largo de un periodo de inundación extendido entre mediados de otoño y mediados de verano (2006/2007), se produce una pérdida acumulada de calor en el agua y posterior recuperación del orden de 40 a 50 MJ m<sup>-2</sup>, y de 30 a 40 MJ m<sup>-2</sup> en el primer metro de sedimento inundado (Capítulo 7).
- El balance neto de radiación en la superficie libre del agua se incrementa de 4 a 19 MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup> de principio a fin del periodo de inundación 2006/2007. Su magnitud diaria se explica, con coeficientes de determinación entre 0.86 y 0.93, a través de la radiación solar incidente (Capítulo 6).
- La marisma inundada refleja una proporción de radiación solar considerablemente superior a la teórica, estimada suponiendo una composición pura del agua y propiedades ópticas conocidas. La desviación ocurre en mayor medida durante el periodo de llenado y en menor medida en primavera. En esta tesis se postula que el exceso de radiación solar reflejada es debido a la retrodispersión de la radiación solar dentro de la columna de agua por parte del sedimento suspendido, lo cual se sustenta en el análisis de un evento de resuspensión a causa del viento (Capítulo 6).
- En términos medios diarios, la evaporación en la marisma se determina principalmente por la radiación solar incidente, por lo que es muy sensible a las condiciones de nubosidad diurnas (Capítulo 8).
- La evaporación media diaria sobre la marisma inundada, teniendo en cuenta estimaciones en las estaciones de D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetaleña durante los periodos de inundación 2006/2007 y 2007/2008, se mantiene relativamente constante en torno a los 1.9 mm día<sup>-1</sup> entre los meses de noviembre y febrero, asciende entre marzo y mediados de junio a una tasa diaria del 4.6% y se estabiliza posteriormente en torno a los 6.5 mm día<sup>-1</sup> hasta el final del vaciado (Capítulo 8).
- La evaporación es la principal salida de agua en la marisma y, por tanto, determina en gran medida su vaciado. En la tesis se establece un patrón de vaciado a partir del mes de marzo con independencia de la cota de partida, que presenta una alta homogeneidad espacial para cotas de agua superiores a 1.3 msnm (Capítulo 8).

### **10.2.3.2      *Balance térmico a escala horaria***

- El flujo de calor medio horario que absorbe y libera la marisma inundada por unidad de área evoluciona de acuerdo a la radiación neta incidente, liberando calor de manera casi continua durante la noche y absorbiendo a lo largo del día de manera más intensa y menos duradera. Las intensidades medias horarias de los flujos de absorción y liberación de calor, entre 50 y  $700 \text{ W m}^{-2}$ , aumentan a medida que avanza el año hidrológico (Capítulo 7).
- Estimaciones basadas en el comportamiento térmico del Lucio de Vetaleña, donde los procesos de estratificación son menos frecuentes, el papel del sedimento en el balance térmico del agua se muestra exponencialmente decreciente con el calado: para profundidades de agua superiores a 0.65 m, el flujo de calor transmitido desde el agua hacia el sedimento es inferior al 10% del calor emitido por el agua, y viceversa (Capítulo 7).
- Restando a la radiación neta la acumulación de calor en el agua y el sedimento, la energía disponible para el intercambio de calor sensible y latente entre agua y atmósfera es reducida entre los meses de noviembre y febrero, con valores medios horarios en el rango  $\pm 100 \text{ W m}^{-2}$ . A partir de marzo, las pérdidas de calor debidas a estos flujos térmicos se intensifican, principalmente a mediodía en primavera y por la tarde en verano, alcanzando promedios horarios de hasta  $700 \text{ W m}^{-2}$  (Capítulo 8).

### **10.2.3.3      *Grado de cierre del balance térmico***

En el Capítulo 9 se ha realizado una modelización térmica de la marisma de Doñana por medio de la implementación de un modelo de balance térmico de una capa, que incorpora modelos empíricos de estimación seleccionados y/o ajustados previamente para los flujos térmicos de evaporación y radiación atmosférica incidente. En términos medios horarios mensuales (media a lo largo de un mes de valores a una determinada hora del día), el error cometido en el cierre del balance térmico superficial por esta metodología es inferior a  $50 \text{ W m}^{-2}$  durante el 65% del tiempo en D04 L. Cerrado Garrido y durante el 90% en D05 L. Vetaleña. Las máximas desviaciones medias, en febrero y primavera en D04 L. Cerrado Garrido y en mayo-junio en D05 L. Vetaleña, alcanzan los valores de  $+200$  y  $-200 \text{ W m}^{-2}$ , y se asocian a los periodos de estratificación térmica de la marisma.

#### **10.2.4 Heterogeneidad espacial observada**

El número de puntos de medida utilizados en esta tesis no permite caracterizar realmente la heterogeneidad espacial de la marisma, pero ofrecen información sobre parte de su complejidad. La mayoría de los análisis se han centrado en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetallengua, entre las que destacan las siguientes diferencias:

- La estación D04 L. Cerrado Garrido presenta mayores rangos de variación de la temperatura y de la humedad del aire en todas las escalas de tiempo analizadas (Capítulo 5).
- La intensidad media anual del viento es un 35% superior en D05 L. Vetallengua, estando concentradas las principales diferencias en la mayor intensidad de las brisas estivales en esta estación (Capítulo 5).
- La estratificación térmica ocurre de manera más intensa en D04 L. Cerrado Garrido a partir de la primavera, lo cual reduce considerablemente la transmisión de calor en profundidad y el papel del sedimento en el balance térmico del agua en este punto (Capítulo 7).
- La reflexión de la radiación solar es considerablemente superior en D05 L. Vetallengua. En promedio, el albedo medido durante los periodos de inundación es 1.75 y 3.16 veces la radiación solar reflejada calculada mediante un modelo teórico, respectivamente, en las estaciones D04 L. Cerrado Garrido y D05 L. Vetallengua (Capítulo 6).
- Las tasas de evaporación por encima de  $4 \text{ mm día}^{-1}$ , correspondientes a los periodos de vaciado entre abril y julio de 2007 y 2008, son un 15% superiores en D04 L. Cerrado Garrido que en D05 L. Vetallengua ( $R^2=0.8$ ), lo cual se atribuye a la mayor proporción de radiación solar reflejada en esta última estación (Capítulo 8).

#### **10.2.5 Importancia del viento en la hidrometeorología y el balance térmico de la marisma de Doñana**

El viento tiene una influencia destacable en la evolución de niveles de agua y en el comportamiento térmico de la marisma. Sus efectos, puestos de manifiesto en diferentes partes de la tesis, se señalan a continuación.

- La componente principal del viento en Doñana, que se desarrolla en el eje geográfico suroeste-noreste, tiene un efecto significativo sobre los niveles de agua en la marisma



conectada. La respuesta en cinco puntos de medida estudiados es más evidente para oscilaciones de viento y cota de agua de 1 a 3.5 días, siendo el resultado (ascenso o descenso de cota) y el retardo en la respuesta coherentes con el contexto microtopográfico de cada localización (Capítulo 5).

- La reducción del arrastre ejercido por el viento sobre la superficie de agua, ya sea por razones topográficas o por la proliferación de macrófitos emergentes en el entorno, favorece la estratificación térmica del agua y limita la transmisión de calor al sedimento, modificando considerablemente el comportamiento térmico local de agua y sedimento a corto plazo (Capítulo 7).
- La resuspensión de sedimento a causa del viento condiciona la disponibilidad de radiación fotosintéticamente activa (denominada PAR, por sus siglas en inglés) en la columna de agua. Debido a la baja profundidad del agua y la tipología de sedimento fino característicos de la marisma, este efecto se ha podido analizar bajo un evento de viento relativamente poco importante (Capítulo 6).
- En el estudio de la atenuación de radiación en la columna de agua, se ha observado un incremento en el albedo de radiación solar en superficie creciente con la turbidez ocasionada por la retrodispersión del sedimento resuspendido por el viento (Capítulo 6).
- El viento tiene un efecto complejo sobre la evaporación en la marisma. Por un lado, no se relaciona directamente con la tasa diaria de evaporación, pero las persistentes brisas de verano influyen sobre su discurso horario. Por otro lado, se postula que la turbidez generada por acción del viento resulta en una menor evaporación en la estación D05 L. Vetallengua al disminuir la aportación de radiación neta en la superficie del agua (Capítulo 8).

### **10.3 Recursos para la estimación del balance térmico en Doñana**

Varias partes de esta tesis se han dedicado a la evaluación y ajuste de modelos empíricos de estimación de componentes del balance térmico superficial en la marisma de Doñana. En unos casos, estas expresiones han servido para suplir la carencia de datos de campo, y en otras para ayudar a comprender los procesos que tienen lugar en la marisma. Estos modelos, a pesar de no ser aplicables a zonas diferentes a la estudiada, pueden ser de utilidad en ella si no se dispone de la instrumentación necesaria para tomar medidas directas. Los modelos recomendados en este caso se reúnen en la Tabla 10.1.

Tabla 10.1. Recursos para la estimación del balance térmico en la marisma de Doñana.

Variable dependiente	Expresión (ajuste)	Variables y parámetros del modelo	Referencia en la tesis
Temperatura media diaria del aire (°C)	$T_a = 17.04 + 6.45 \sin(\omega D - 1.99)$ (RMSE= 3.87 °C)	$\omega=2\pi/T$ T=365 días D= día del año	Eq. 5.1
Humedad relativa media diaria (%)	$HR = 70.8 + 11.86 \sin(\omega D - 4.84)$ (RMSE=13.7%)	$\omega=2\pi/T$ T=365 días D= día del año	Eq. 5.2
Velocidad del viento media diaria (m/s)	$U = 2.32 + 0.40 \sin(\omega D + 4.73)$ (RMSE = 2.44 ms <sup>-1</sup> )	$\omega=2\pi/T$ T=365 días D= día del año	Eq. 5.3
Radiación solar incidente en días despejados (W m <sup>-2</sup> )	$R_{so} = 0.74 R_{ext}$	$R_{ext}$ = Radiación solar incidente en la parte externa de la atmósfera, en W m <sup>-2</sup> (eq. 3.4)	Fig. 6.7
Radiación atmosférica incidente (W m <sup>-2</sup> )	$R_{ai} = c + (1 - c)\varepsilon_0\sigma T_a^4$ $c = 1 - R_{si}/R_{so}, \quad 0 \leq c \leq 1$ $\varepsilon_0 = a_1 + b_1 e_a^{1/2}$ (RMSE=15.68; R <sup>2</sup> =0.63)	$T_a$ = temperatura del aire, en °C $R_{si}$ = Radiación solar incidente, en W m <sup>-2</sup> $R_{so}$ = radiación solar incidente en días despejados, en W m <sup>-2</sup> $e_a$ = presión de vapor del aire, en hPa $a_1 = 0.53$ y $b_1$ variable en función del horario diurno o nocturno y del mes del año (Figura 6.12).	Punto 6.3.4
Radiación neta media diaria (W m <sup>-2</sup> )	$R_N = a + b R_{si}$ Zona más expuesta al viento (Vetalengua): a=-40.36; b=0.68 (R <sup>2</sup> =0.83) Zona menos expuesta al viento (Cerrado Garrido): a=-31.39; b=0.73 (R <sup>2</sup> =0.98)	$R_{si}$ = radiación solar incidente media diaria, en W m <sup>-2</sup>	Tabla 6.4
Radiación neta media mensual (MJ m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup> )	$R_N = 0.65 R_{si}$ (R <sup>2</sup> =0.95)	$R_{si}$ = radiación solar incidente media mensual, en MJ m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup>	Cap.6, punto 6.3.7
Radiación PAR incidente (μmol m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	$PAR = 0.557 R_{si}$ (R <sup>2</sup> =0.99)	$R_{si}$ = radiación solar incidente, en W m <sup>-2</sup>	Figura 6.16
Temperatura media diaria del agua (°C)	$T_w = a + b T_a$ (0.89<R <sup>2</sup> <0.92)	$T_a$ = temperatura media diaria del aire, en °C $a$ y $b$ dependientes de la localización	Tabla 7.2
Flujo de calor latente, modelo empírico combinado (W m <sup>-2</sup> ) (Priestley-Taylor, 1972)	$\lambda E = \alpha \frac{s}{s + \gamma} (R_N - S - G)$ (RMSE=20 W m <sup>-2</sup> ; R <sup>2</sup> = 0.99)	$s$ = gradiente de la curva de presión de saturación del vapor con respecto a $T_a$ , en hPa °C <sup>-1</sup> (eq. 3.42 ) $\gamma$ = constante psicrométrica, en hPa °C <sup>-1</sup> (≈0.07) $\alpha$ según Figura 8.14	Tabla 8.5 y Figura 8.14
Flujo de calor latente, modelo aerodinámico (W m <sup>-2</sup> ) (Sill, 1983)	$\lambda E = -L_v \rho_w [1.15 \times 10^{-6} C_D U_2 (1 + a c_r) \Delta e]$ $a = 0.73 \quad c_r \leq 1.37$ $a = 1 \quad c_r > 1.37$ $c_r = \frac{0.0017 \Delta T^{1/3}}{C_D U_2}$ $c_r = 0 \quad \text{si } T_{sw} < T_a$ (RMSE=87 W m <sup>-2</sup> ; R <sup>2</sup> = 0.58)	$U_2$ = velocidad del viento a 2 m de altura, en m s <sup>-1</sup> $\Delta e = e_{sw} - e_a$ (hPa) $\Delta T = T_{sw} - T_a$ (°C) $C_D = 0.001$	Tabla 8.5

Variable dependiente	Expresión (ajuste)	Variables y parámetros del modelo	Referencia en la tesis
Flujo de calor latente, modelo local tipo "transferencia de masa" ( $\text{W m}^{-2}$ )	$\lambda E = (10.59 + 1.35 U_2) \Delta e$ (RMSE=88 $\text{W m}^{-2}$ ; $R^2 = 0.55$ )	$U_2$ = velocidad del viento a 2 m de altura, en $\text{m s}^{-1}$ $\Delta e = e_{sw} - e_a$ (hPa)	Eq. 8.20
Tasa diaria de evaporación ( $\text{mm día}^{-1}$ )	$E = -0.3731 + 0.22 R_N$ ( $R^2=0.82$ )	$R_N$ = radiación neta diaria, en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$	Figura 8.17
Cota de agua durante vaciado (msnm)	$\text{Cota}_d = -3 \times 10^{-5} d^2 - 0.0019d + \text{Cota}_{28\text{feb}}$ ( $R^2=0.98$ )	$\text{Cota}_d$ , $\text{Cota}_{28\text{feb}} > 1.3$ msnm $d$ = día desde 28 de febrero	Figura 8.21

## 10.4 Aportaciones metodológicas al estudio de la hidrometeorología y balance térmico de aguas someras

A continuación se señalan varios enfoques metodológicos propuestos en esta tesis que pueden ser de utilidad en el estudio de ambientes similares.

- En el Capítulo 5 se ha aplicado el análisis de coherencia wavelet al estudio de la influencia del arrastre ejercido por el viento sobre los niveles de agua en la marisma. Esto ha permitido identificar la escala temporal (periodos de oscilación) de mayor relevancia en el fenómeno, la calidad de la respuesta (ascenso o descenso del nivel de agua) y el retardo temporal del efecto (diferencia de fase). Al realizar el análisis sobre la componente de viento en un determinado eje geográfico, ha sido posible la interpretación de los resultados en relación al entorno topográfico de los puntos de estudio.
- El arrastre ejercido por el viento tiene la capacidad de movilizar sedimentos de fondo y cambiar drásticamente las propiedades ópticas de las aguas someras. Sin entrar en la modelización física del fenómeno, en Doñana ha resultado satisfactoria la explicación del coeficiente de atenuación de la radiación PAR en el agua a partir del promedio vectorial de los datos de viento de intervalos entre 5 y 10 h anteriores. De esta forma, se ha contemplado la influencia de la variabilidad direccional del viento y se ha podido identificar un umbral en su capacidad de movilizar sedimento. Por encima de este umbral, la atenuación de la radiación PAR se explica por medio del módulo del promedio vectorial del viento. Por debajo del umbral, la atenuación decae con el tiempo. Ambas relaciones son lineales y, suponiendo propiedades ópticas homogéneas en la columna de agua, han mostrado un coeficiente de

determinación lineal de 0.98 para intervalos de cálculo de 10 minutos y ángulos solares cenitales inferiores a 70° (Capítulo 6).

- En esta tesis se realiza un ajuste local del modelo de estimación de la radiación atmosférica incidente de Brunt (1932) diferenciando parámetros diurnos y nocturnos, además de estacionales. Esta metodología mejora sensiblemente los resultados frente al modelo original y al ajustado sin distinción de día y noche, y puede estar relacionada con los diferentes gradientes de humedad en altura propios de cada situación (Capítulo 6).

## **10.5 Posibles aplicaciones de los resultados obtenidos**

Las aportaciones de esta tesis pueden resultar de utilidad a varias disciplinas, que se enumeran a continuación:

- Desde el punto de vista de la micrometeorología y microclimatología, son escasas las bases de datos de campo de larga duración y alta resolución temporal que permitan el estudio en detalle y la caracterización de los componentes del balance térmico superficial en general, y sobre humedales en particular. Son ámbitos activos de investigación la evaluación de la evaporación y evapotranspiración y el grado de cierre del balance térmico superficial. En esta tesis se ha realizado un análisis comparativo de diferentes metodologías de estimación de la evaporación desde la lámina de agua libre y se ha evaluado el grado de cierre del balance térmico superficial bajo una serie de supuestos contemplados en un modelo de simulación térmica de una capa.
- Desde el punto de vista limnológico, el balance térmico de la marisma establece en gran medida el marco de desarrollo de los organismos acuáticos que la habitan. En esta tesis se han caracterizado la radiación solar y PAR, la temperatura y la estabilidad de la columna de agua. Estos resultados pueden ser de utilidad, por ejemplo, en la mayor comprensión de las proliferaciones de algas tóxicas que ocurren ocasionalmente en la marisma.
- Desde el punto de vista de la gestión hídrica, se han estudiado dos fenómenos de interés para la evaluación del balance del agua en Doñana: la caracterización, durante tres años hidrológicos, de los eventos de precipitación y las salidas de agua por evaporación.
- Desde la perspectiva hidrodinámica, los datos de campo han permitido abordar empíricamente las cuestiones del arrastre ejercido por el viento sobre el agua en la marisma y la resuspensión de sedimento por acción del viento.

## 10.6 Recomendaciones

Existen aspectos que esta tesis no ha podido abordar sobre el conocimiento de la hidrometeorología y el balance térmico de la marisma de Doñana, que pueden dar lugar a futuras líneas de investigación. Los que han resultado más evidentes dadas las limitaciones del presente estudio se enumeran a continuación.

- Sería de interés evaluar el efecto que tienen las diferentes comunidades de macrófitos acuáticos sobre las pérdidas de agua en la marisma de Doñana, dado que el análisis realizado en esta tesis se centra únicamente en la evaporación desde la lámina de agua en zonas no vegetadas (Capítulo 8). Este avance se podría realizar instalando instrumentación hidrometeorológica *in situ* como torres de Eddie Covariance sobre comunidades vegetales características. Estas medidas puntuales se pueden complementar con métodos de estimación basados en técnicas de teledetección, los cuales permitirían contemplar la complejidad espacial de los ambientes marismeños en su totalidad.
- Los resultados preliminares de esta tesis en lo referente a la modelización térmica de la marisma (Capítulo 9) han mostrado la necesidad de contemplar la dimensión vertical a pesar de la escasa profundidad del agua, dada la importancia de la estratificación térmica diurna. Previsiblemente, este aspecto será de igual o mayor importancia en zonas con presencia de vegetación, debido a la resistencia que ofrecen las plantas emergentes frente al arrastre del viento en superficie, y las partes sumergidas frente al movimiento del agua (y por tanto, a la mezcla), propiciado por la acción del viento y el enfriamiento superficial.
- En esta tesis se han documentado relaciones significativas entre el arrastre ejercido por el viento, la turbidez, el albedo de radiación solar y la estratificación térmica del agua, pero el análisis se ha limitado a la caracterización de eventos de corta duración. Sería aconsejable ampliar el número de casos de estudio para la mayor comprensión de estos fenómenos, así como acompañarlos de medidas de parámetros de calidad del agua.